



**Etude multidisciplinaire le long de la Faille Nord
Anatolienne, Turquie : Paléosismologie marine et
paléomagnétisme en Mer de Marmara : Etude
géomorphologique du décalage de la rivière Kızılırmak
par utilisation des isotopes cosmogéniques**

Laureen Drab

► **To cite this version:**

Laureen Drab. Etude multidisciplinaire le long de la Faille Nord Anatolienne, Turquie : Paléosismologie marine et paléomagnétisme en Mer de Marmara : Etude géomorphologique du décalage de la rivière Kızılırmak par utilisation des isotopes cosmogéniques. Sciences de la Terre. Université Paris Sud - Paris XI, 2012. Français. NNT : 2012PA112073 . tel-00736082

HAL Id: tel-00736082

<https://theses.hal.science/tel-00736082>

Submitted on 27 Sep 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



THÈSE DE DOCTORAT

Pour l'obtention du titre de docteur de l'Université Paris Sud XI

Spécialité

Géosciences

Préparée au

Laboratoire de Géologie de l'Ecole Normale Supérieure

*Étude multidisciplinaire le long de la Faille Nord
Anatolienne, Turquie :*

*Paléosismologie marine et paléomagnétisme en Mer de
Marmara ;*

*Étude géomorphologique du décalage de la rivière Kızılırmak
par utilisation des isotopes cosmogéniques*

Présentée par

Laureen Drab

soutenue le 4 mai 2012

devant le jury composé de :

Mme. Aurélia HUBERT-FERRARI	Directrice de thèse
Mme. Julie CARLUT	Co-encadrante de thèse
M. Christian BECK	Rapporteur
M. Jean-Pierre VALET	Rapporteur
M. Pierre HENRY	Examineur
M. Giuseppe SIANI	Examineur

Avant-propos

Ce travail de thèse est divisé en deux parties. La première partie porte sur l'acquisition d'un nouvel enregistrement paléosismologique en Mer de Marmara (ouest de la Turquie). Différentes méthodes ont été utilisées afin d'identifier et de caractériser les perturbations sédimentaires associées aux tremblements de terre dans les carottes étudiées. Nous avons cherché à acquérir une compréhension spatio-temporelle des distributions de tremblements de terre en Mer de Marmara pour aboutir à une meilleure compréhension du comportement de la Faille Nord Anatolienne sur le long terme. Nous avons par ailleurs cherché à corrélérer les données de sismicité historique avec de nouvelles données paléosismologiques. Les événements sédimentaires associés aux tremblements de terre ont été caractérisés en combinant l'imagerie aux rayons X, des mesures de susceptibilité magnétique, de granulométrie et de composition géochimique (XRF). Les données des composition élémentaires nous ont permis de tracer au travers des différents bassins les changements environnementaux et anthropiques ayant lieu dans la région. Nous avons également cherché à obtenir une chronologie robuste dans les carottes en combinant des datations carbone 14 (sur la totalité du sédiment, des mollusques et des foraminifères), et des données de ^{210}Pb et ^{137}Cs afin de relier les sismoturbidites à la sismicité historique.

Les variations d'aimantation au travers des carottes ont également été mesurées dans le but initial de contraindre par une méthode indépendante l'âge des sédiments échantillonnés. Les variations des propriétés magnétiques ont mis en évidence une chute d'aimantation importante que nous avons reliée à des dépôts sapropéliques.

La deuxième partie porte sur l'étude géomorphologique et tectonique du décalage de la rivière Kızılırmak le long du segment central de la Faille Nord Anatolienne. A cet endroit, trois terrasses préservées le long de deux bassins en pull apart incisés par la rivière ont été cartographiées. Les résultats principaux de cette étude ont été de contraindre par la méthode des isotopes cosmogéniques ^{10}Be , ^{26}Al et ^{36}Cl l'âge de ces terrasses. Les résultats de ces datations montrent que la terrasse la plus basse est âgée de 6ka , que la deuxième terrasse est âgée de 50ka et que la terrasse la plus haute a un âge de 90ka . La terrasse la plus haute montre une contribution importante d'âges jeunes liée à l'érosion du bassin versant situé au-dessus d'elle. Les résultats montrent une origine climatique des terrasses et ont permis d'estimer une vitesse d'incision de la rivière de l'ordre de 3 mm/an depuis le début de l'Holocène.

Abstract

This PhD work is divided in two parts. The first part focuses on obtaining a new paleoseismological record of earthquakes in the Marmara Sea (West of Turkey) using different analysis to pinpoint and characterize earthquake-related sedimentary disturbances in the studied cores. We seek to provide a spatio-temporal understanding of earthquakes in the Marmara Sea allowing greater insight into long-term fault behaviour and seismic interaction by integrating historical and new paleoseismological data (recurrence rate in the Sea of Marmara). We characterized earthquake-related sedimentary events by combining X-ray imagery, magnetic susceptibility, granulometry and XRF (chemical analyses) measurements. Geochemistry data also allowed us to trace between basin anthropogenic and environmental changes occurring in the Marmara Sea. We also aim at establishing a reliable and robust chronology of the cores combining radiocarbon dating (bulk sedimentation, foraminifers, shelves), ^{210}Pb and ^{137}Cs data to connect seismoturbidites to historical seismicity.

Magnetic variations were also recorded in the sediments to obtain a time constrain for the cores. The down-core changes in magnetic properties suggest taking into account possible delays in the acquisition of magnetization and have been correlated to sapropelic layers in the Marmara Sea.

The second part deals with geomorphology and tectonic in the central part of the North Anatolian Fault situated in Turkey. There, three terraces preserved in two pull-apart and incised by the longest river in Turkey (the Kızılırmak River) are mapped.

The main results of this work are several constraints on the ages of the terraces using ^{10}Be , ^{26}Al and ^{36}Cl cosmogenic dating methods.

The obtained in situ cosmogenic ^{36}Cl exposure ages calculated are $6ka$ for the lowest terrace, $50ka$ for the middle terrace, and $90ka$ for the highest terrace in the areas preserved from erosion. The highest terrace shows a contribution of younger ages due to erosion of the nearby limestone catchment. The obtained results imply a climatic origin of the terraces, and a mean incision rate of about $3mm/yr$ since the early Holocene along the Kızılırmak River.

Remerciements

Je voudrais tout d'abord remercier Aurélia Hubert-Ferrari, ma directrice de thèse, pour m'avoir proposé de travailler sur ces deux thèmes de thèse que nous n'avions initialement pas envisagé lors de ce terrain de paléosismologie à Osmancık avant les débuts de la thèse. Merci aussi à Julie Carlut d'avoir accepté de m'apprendre le B.A.-Ba des mesures de paléomagnétisme alors que ces carottes n'auguraient rien de bon...

Un grand merci à Christian Beck et Jean-Pierre Valet d'avoir lu et rapporté ce travail de thèse. Vos remarques ont permis de me rassurer dans la dernière ligne droite sur la validité et l'intérêt de mon travail.

Un deuxième grand merci aux deux autres membres du Jury : Pierre Henry et Giuseppe Siani d'avoir dynamisé le jour de la soutenance par toutes ces intéressantes questions et d'avoir été emballés par les résultats obtenus.

Merci à l'ENS, UMR8538 d'avoir financé de nombreuses missions.

Merci à Jérôme Van der Woerd pour son implication dans l'étude des isotopes cosmogéniques ^{10}Be et ^{26}Al ainsi que pour ces messages de soutien.

Merci à Robert Thuizat d'avoir supervisé les manip et d'avoir expérimenté avec moi des solutions (i.e. faire de la cuisine) pour les échantillons réfractaires à leur nettoyage !

Merci à Lucillia Benedetti pour l'apprentissage des mesures de ^{36}Cl ainsi qu'à Khemrak Pou pour les journées passées au laboratoire de chimie et les bons moments passés lors de mes missions au CEREGE.

Merci à tous les membres du laboratoire d'ASTER pour leur accueil chaleureux et pour avoir passé les échantillons à l'AMS.

Merci à Sabine Schmidt d'avoir participé au travail sur les carottes de la Mer de Marmara en faisant les mesures de ^{210}Pb et ^{137}Cs ainsi que de nous avoir autorisé à faire toutes les mesures et échantillonnages que nous souhaitions.

Merci à Philippe Martinez et Isabelle Billy pour les mesures de XRF. Merci à Joël pour son aide au début de l'apprentissage d'études de carottes marines et de ses petits goûters.

Merci à Elisabeth Michel pour son aide au LSCE pour l'apprentissage d'extraction de foraminifères. Merci à Gulay pour ses nombreux croquis pour différencier les « paqui » gauche et droite.

Merci à Catherine Kissel de son accueil chaleureux et de m'avoir gentiment autorisé à finir les mesures d'aimantation sur les carottes quand le magnétomètre de l'ipgp ne fonctionnait pas.

Merci à Elisabeth Tallier à Liège pour son aide sur l'analyse des sédiments des carottes et d'avoir effectué toute la préparation pour les mesures de TOC.

Merci à Meriam pour l'aide sur les mesures de minéralogie XRD.

Merci aux gens du laboratoire de chimie de Liège de m'avoir laissé plusieurs jours consécutifs utiliser leur appareil ainsi que de leur accueil agréable.

Merci à Françoise Larincq et Angélique Manchon pour la résolution de tous les problèmes administratifs.

Teşekkür ederim Çağıl pour ton accompagnement sur le terrain, ton aide pour tes nombreuses traductions avec les personnes turques et pour m'avoir à ton tour emmenée sur « ton terrain » (désolée de pas pouvoir écrire tout en turc mais j'espère que ça viendra :)).

Merci aux copines Kristell et Emeline pour leur aide et soutien jusqu'au bout et pour les bonnes rigolades et les sorties sportives. Kristell merci d'avoir relu toute le géomorpho !!

Une pensée à tous les copains Aurélie, Doudou, Ninou, Alex, Gigis, Didine, Elise, Florette, Notre dancing Queen préférée, Laure, Minh, Delphine, Marianne, Amaya, Valérie, David, Aurélien, Olga, Anne, Fatima, Sébastien, Sergio.

Enfin merci à mes parents pour m'avoir écouté me plaindre et râler assez souvent je l'admets et de m'avoir donné le dernier coup de pied aux fesses pour finaliser même si « ça m'ennuie de rédiger » ! Merci à Emilie pour ne pas avoir cessé de me faire des blagues aux perches tendues comme toute grande soeur se le doit. Un bisou à Arthur quand même comme ça à 6 mois tu auras déjà une dédicace :). Enfin merci à toi Michele d'avoir été là quand il le fallait.

Table des matières

1	Introduction	15
1.1	Contexte géologique de la Turquie	17
1.2	La Faille Nord Anatolienne	18
1.3	Présentation des sites d'études	21
1.3.1	La Mer de Marmara : une étude paléosismologique et paléomagnétique .	21
1.3.2	Le décalage de la rivière Kızılırmak par le passage de la Faille Nord Anatolienne : une étude géomorphologique	22
1.4	Annonce des chapitres	23
2	La Mer de Marmara : présentation et état des connaissances	24
2.1	La Mer de Marmara : Présentation de l'objet	24
2.1.1	La formation de la Mer de Marmara	24
2.1.2	La géologie environnante	27
2.1.3	La Faille Nord Anatolienne en Marmara	28
2.1.4	Constitution : les différents éléments topographiques et tectonique associée.	35
2.1.5	Une porte entre la Mer Noire et la Mer Méditerranée	40
2.2	Etat des connaissances	44
2.2.1	Sédimentation sous-marine : différents processus de dépôt	44
2.2.2	Les perturbations directes, in-situ	44
2.2.3	Les perturbations indirectes	47
2.2.4	La diagenèse et la formation de sapropèles	55
2.2.5	Les suintements froids	60
3	Matériel et méthodes d'analyse	63
3.1	Matériel et Méthodes	63
3.1.1	Les carottes étudiées et leur localisation	63
3.1.2	Méthodes d'analyse	69
3.1.3	Méthodes pour l'étude paléosismologique	69
3.1.4	Méthodes pour l'étude Paléomagnétique	78
3.1.5	Tableau récapitulatif des manipulations effectuées	85
4	Etude de paléosismologie en Mer de Marmara	87
4.1	The earthquake sedimentary record in the Western part of the Sea of Marmara, Turkey (accepted in NHES)	87
4.2	Paleosismological record of recent earthquakes in the Çınarcık Basin, Turkey . .	113

TABLE DES MATIÈRES

4.2.1	Setting	113
4.2.2	Material and Analytical Methods	114
4.2.3	Results	116
4.2.4	Interpretation	121
5	Etude paléomagnétique en Mer de Marmara	128
5.1	Magnetic properties of recent sapropels in the Marmara sea	128
5.1.1	Setting	130
5.1.2	Material and Methods	131
5.1.3	Results	133
5.1.4	Discussion	147
6	Etude géomorphologique le long d'un coude de la rivière Kızılırmak : une application des isotopes cosmogéniques	151
6.1	Principe de la datation par les isotopes cosmogéniques <i>in situ</i>	151
6.1.1	Influence de facteurs extérieurs sur la validité des résultats	156
6.1.2	Stratégie d'échantillonnage	157
6.2	Zone d'étude de la rivière Kızılırmak et de ses terrasses préservées	158
6.2.1	La rivière Kızılırmak	158
6.2.2	Géologie au niveau des terrasses préservées	159
6.2.3	Echantillonnage des terrasses	163
6.2.4	Etude des vitesses d'érosion de lits se jetant dans le rivière Kızılırmak	170
6.3	Traitement des données et analyse	170
6.3.1	Terrasse 1	171
6.3.2	Terrasse 2	173
6.3.3	Terrasse 3	176
6.4	Conclusions	180
7	Synthèse du travail sur les carottes de la Mer de Marmara	188
7.1	Impact de la sismicité sur la sédimentation en Mer de Marmara	188
7.1.1	Tableau récapitulatif pour les 12 derniers séismes de la région	190
7.2	Etude de paléomagnétisme environnemental	193
A	Carottes non présentées dans le cadre de l'étude paléomagnétique	210
A.0.1	Le Bassin de Tekirdağ	210
A.0.2	Le bassin Central : Klg02	210
B	Données sur la Mer de Marmara	214
B.1	Images (photographie et scopix) des carottes étudiées	214
B.2	Susceptibilité magnétique	222
B.3	Datation Carbone 14	229
B.3.1	^{210}Pb et ^{137}Cs	230
B.4	Minéralogie	232
B.4.1	Minéralogie Klg04	233
B.4.2	Minéralogie Klg06	236

TABLE DES MATIÈRES

B.4.3	Minéralogie Klg07	236
B.5	Perte aux feu	237
B.6	Mesures de TOC et rapport C/N	243
B.7	Susceptibilité magnétique en chauffe	247
C	Tables des données de l'étude de la rivière Kızılırmak	249
C.1	Cartes géologiques	249
C.2	Données SARM	251

Table des figures

1.1	Géodynamique de l'est de la Méditerranée	16
1.2	Paleogéographie et affleurements ophiolitiques en Turquie	17
1.3	Tracé de la FNA et séquence de rupture du 20eme siècle	19
1.4	Géometrie d'un système de faille transformante	21
1.5	Localisation des carottes en Mer de Marmara	22
1.6	Zone d'étude du segment central	23
2.1	Carte générale de la Mer de Marmara	25
2.2	Formation de la Mer de Marmara	26
2.3	Géologie de la Mer de Marmara	28
2.4	Modèle d'interaction entre La FNA et le domaine Égéen	30
2.5	Modèle en faille unique	30
2.6	Modèle du bassin en pull-apart et segmentation en mer	31
2.7	Modèles de déformation mécanique pour les trois modèles de segmentation	32
2.8	Cartographie des dépoctrés au niveau de chaque bassin de la Mer de Marmara	37
2.9	Tectonique du bassin de Tekirdağ	38
2.10	Tectonique du bassin Central	39
2.11	Tectonique du bassin de Çınarcık	40
2.12	Modèle en flux à deux couches dans la Mer de Marmara	41
2.13	Modèle de reconnexion sur 25 kyr entre les mers Noire, de Marmara et Egée	43
2.14	Schéma expliquant le processus de liquéfaction	45
2.15	Exemple de liquéfaction	45
2.16	Exemple de boudinage	46
2.17	Profil sismique du Bassin Central et image des homogénites en profil sismique	48
2.18	Évolution granulométrique d'une homogénite	48
2.19	Distinction granulométrique entre turbidites et homogénites	49
2.20	Séquence turbiditique de Bouma.	49
2.21	Exemple de base érosive d'une turbidite vue en imagerie aux rayons X	51
2.22	Évolution granulométrique d'une turbidite	51
2.23	Modèle de déposition des turbidites avec classement granulométrique	54
2.24	Étapes de la diagenèse précoce	56
2.25	Cartographie des différents types de suintements froids rencontrés en Mer de Marmara	62

TABLE DES FIGURES

3.1	Localisation des différentes carottes MD, ROV et Klg	64
3.2	Détail sur le Bassin de Tekirdağ situé dans la partie Ouest de la Mer de Marmara.	65
3.3	Vision 3D du bassin de Tekirdağ	66
3.4	Détail sur le Western High situé à l'Est du Bassin de Tekirdağ	67
3.5	Détail sur le Bassin Central situé à l'Est du Western High.	67
3.6	Détail sur le Bassin de Çınarcık situé dans la partie Est de la Mer de Marmara	68
3.7	Détail 3D sur le Bassin de Çınarcık situé dans la partie Est de la Mer de Marmara.	68
3.8	Montage de type Kullenberg (source Ifremer)	69
3.9	Comparaison des carottes entre imagerie aux rayons X et l'oeil nu	70
3.10	Granulomètre laser Malvern Mastersizer S	72
3.11	Exemple du classement granulométrique pour différentes valeurs.	73
3.12	Exemple de déviation de la distribution granulométrique.	74
3.13	Photographies des différents types de foraminifères extraits	77
3.14	Magnétomètre du laboratoire de paléomagnétisme de l'IPGP à droite. A gauche : orientation des trois directions x, y, z dans le magnétomètre et correspondance avec les directions magnétiques.	79
3.15	Schéma expliquant le processus d'aimantation détritique.	80
3.16	Comparaison des mesures de susceptibilité magnétique en chauffe avec les pa- liers 20 à 660°C (à gauche) et 20 à 680°C)	84
3.17	Exemples d'observations effectuées par le MEB pour la carotte Klg04 située au niveau du bassin de Çınarcık pour les différentes étapes (avant, pendant et après) de la diagenèse. La pyrite est présente tout le long de la carotte mais devient de plus en plus importante. Des oxydes de Fer sont présents dans le haut de la ca- rotte et ne sont plus visibles par la suite.	85
4.1	Location of the Çınarcık Basin	115
4.2	Description of the Klg03 core	117
4.3	Description of the Klg04 core	118
4.4	Mineralogy of Klg04	118
4.5	^{210}Pb and ^{137}Cs profiles for Klg03 and Klg04 cores	120
4.6	Core correlation between Klg04 and Klg03	121
4.7	Model age for the Klg04 core	122
4.8	Ca/Ti correlation between Klg04 and Klg03 core	126
4.9	Historical seismicity in the Çınarcık Basin	127
5.1	Location of the studied Kullenberg cores in the Marmara Sea	131
5.2	Stratigraphic log, χ , NRM, S, Br and Ca/Ti profiles for the cores Klg03, Klg04, Klg06 and Klg07.	135
5.3	Stratigraphic log, NRM, ARM20, ARM20/ χ , mean granulometry and Fe profiles for the cores Klg03, Klg04, Klg06 and Klg07.	137
5.4	Bulk mineralogy, thermomagnetic and SEM measurements in Klg04 before, du- ring and after the loss of magnetization.	139
5.5	SEM pictures before the MDZ.	140
5.6	SEM pictures during the MDZ.	141

TABLE DES FIGURES

5.7	SEM pictures from the cores after the MDZ.	141
5.8	S-ratio profiles for the cores Klg03, Klg04, Klg06 and Klg07. The MDZ is indicated in green in the simplified log. Erosive sandy basal layers are indicated in red. Pyrite visible in the X-ray are indicated in black with associated zoom pictures.	142
5.9	Day Diagram for the core Klg07.	144
5.10	Results of hysteresis measurements and NRM measurement.	145
5.11	Comparison between the drop of magnetization and the TOC.	146
5.12	Clask3 model and inclination for the cores Klg07, Klg06 and Klg04.	148
5.13	Age versus depth curve for Klg07.	149
6.1	Déviation par la force de Lorentz du rayonnement cosmique au niveau de la Terre et explication d'une réaction de spallation	152
6.2	Production du ^{10}Be avec la profondeur et diagramme présentant l'influence de la spallation versus la capture muonique avec la profondeur pour le ^{10}Be	153
6.3	Différentes contributions des réactions nucléaires à la production du Chlore 36 en fonction de la profondeur	154
6.4	Evolution théorique de la concentration en ^{10}Be en fonction du temps pour différentes vitesses d'érosion	155
6.5	Anneau d'altération et lichen	158
6.6	Tracé de la rivière Kızılırmak au travers de la Turquie	159
6.7	Carte géologique globale redessinée de la zone étudiée	160
6.8	Carte géologique de la région étudiée au niveau du premier coude de la rivière Kızılırmak à l'Est de la ville de Kargı	161
6.9	Carte géologique de la région étudiée au niveau du premier coude de la rivière Kızılırmak à l'Est de la ville de Kamil	162
6.10	Profil de rivière Kızılırmak et positionnement des trois terrasses	163
6.11	Localisation des terrasses le long de la rivière Kızılırmak	163
6.12	Vue globale de la terrasse 1	164
6.13	Vue de la surface échantillonnée et galet	164
6.14	Terrasse 2	166
6.15	Surface d'échantillonnage de la terrasse 2 et incision par la rivière Zeydin	167
6.16	Terrasse T3	168
6.17	Photos de la Terrasse T3	169
6.18	Localisation des lits actifs	170
6.19	Plot de comparaison entre les échantillons et leur âge	172
6.20	Gaussienne de distribution des âges de la terrasse 1	172
6.21	Plot de comparaison entre les échantillons et leur âge	174
6.22	Gaussienne de distribution des âges de la terrasse 2	174
6.23	Localisation des échantillons et cartographie de la terrasse T2	175
6.24	Plot de comparaison entre les échantillons et leur âge	177
6.25	Gaussienne de distribution des âges de la terrasse 3	178
6.26	Cartographie de la terrasse T3 et interprétation	179
6.27	Age en fonction de l'altitude pour les trois terrasses étudiées	180

TABLE DES FIGURES

6.28	Evolution des vitesses d'incision de la rivière Kızılırmak sur 100 000 ans	180
6.29	Cartographie des terrasses T3 et T2	181
A.1	Klg05 enregistrement magnétique et XRF	211
A.2	Klg08 enregistrement magnétique et XRF avec et sans les bases érosives	212
A.3	Klg02 enregistrement magnétique et XRF	213
C.1	Carte géologique globale de la zone étudiée au 1/100 000e (Aydal and Coşkun, x).250	

Liste des tableaux

2.1	Liste des tremblements de terre historique ayant affecté la Mer de Marmara. Ces tremblements de terre sont classés par segment ayant rompu.	35
3.1	Tableau résumant les principales caractéristiques des minéraux magnétiques. Ms représente l'aimantation à saturation du minéral considéré. Ms représente l'aimantation à saturation du minéral.	84
3.2	Tableau récapitulatif des mesures effectuées sur les carottes étudiées et le lieu de manipulation concernant le magnétisme	86
4.1	Location of the Kullenberg cores	125
4.2	AMS Radiocarbon dating results performed on shells (sh), planktonic foraminifers (pf) and benthic foraminifers (bf). Sample name written in italic are samples considered to be reworked and were not used for the interpretations and not calibrate. Analyses were performed at Artemis LMC14 laboratory and AEON laboratories.	125
4.3	Link between sismoturbidites recorded in the Çınarcık Basin and the earthquake from the historical seismicity that could correspond to the recorded event.	127
6.1	Résumé des caractéristiques des trois isotopes utilisés	156
6.2	tableau des âges de la terrasse 1	183
6.3	Nombre d'atomes et âges obtenus pour les échantillons de la terrasse 2 selon les différentes méthodes utilisées.	184
6.4	Nombre d'atomes et âges obtenus pour les échantillons de la terrasse 3 selon les différentes méthodes utilisées.	186
7.1	Récapitulatif des tremblements de terre enregistré par bassin et par carotte et de leur signature dans les sédiments marins.	192
B.2	Données de ^{137}CS et ^{210}Pb pour les carottes étudiées.	230
B.6	Klg04 perte par le feu	237
B.4	Perte par le feu de Klg02	240
B.5	Perte feu Klg03	240
B.7	Klg05 perte par le feu	241
B.8	Klg06 perte par le feu	241
B.9	Klg07 perte par le feu	242
B.10	Mesures de TOC, de pourcentage de N et du rapport C/N pour la carotte Klg03	244

LISTE DES TABLEAUX

B.11 Mesures de TOC, de pourcentage de N et du rapport C/N pour la carotte Klg04	245
B.12 Mesures de TOC, de pourcentage de N et du rapport C/N pour la carotte Klg06	246
B.13 Position des échantillons pour les mesures de susceptibilité magnétique en chauffe. Les échantillons en italique ont été mesurés sous oxygène.	248
C.1 Données de composition en éléments	252

Chapitre 1

Introduction

La Méditerranée orientale est une région complexe du point de vue tectonique. La dynamique est actuellement dominée par la collision des plaques Afrique et Arabie avec la plaque Eurasie ainsi que par l'extrusion de la plaque Anatolie (McKenzie, 1972). Dans ce cadre tous les types de frontières de plaques y sont représentés (Fig. 1.1) : la collision continentale de l'Arabie avec l'Eurasie, l'ouverture de la Mer Rouge, les subductions hellénique et chypriote ainsi que les grands mouvements de décrochements associés à l'extrusion de la plaque Anatolienne et le coulissage de la plaque Arabie vers le Nord. Nous allons à présent décrire ces mouvements dont la plupart des données de vitesses sont reprises de Reilinger et al. (2006).

- En considérant la plaque Eurasie fixe, la plaque Arabie se meut vers le NNW à une vitesse de 15 mm/an. La collision entre les deux plaques a débuté il y a environ 15 Ma (McKenzie, 1972; Sengör and Yilmaz, 1981; Barka, 1992; McClusky et al., 2000; Reilinger et al., 2006) et s'est accompagnée de la formation de chaînes de montagnes tels le Zagros et le Caucase.
- En considérant la plaque Afrique fixe, la plaque Arabie se déplace par un mouvement de divergence NNE de 7 mm/an associé à l'ouverture de la Mer rouge. Le décrochement senestre le long de la Faille de la Mer Morte à la vitesse de 5 mm/an accommode quant à lui la dérive vers le Nord de la plaque Arabie (Le Beon et al., 2008). Cette faille se connecte ensuite à la Faille Est Anatolienne au Nord.
- En considérant les plaques Eurasie et Arabie fixes, l'extrusion de la plaque Anatolie vers l'Ouest est accommodée par le système de failles conjuguées Nord et Est Anatolienne aux vitesses respectives de 25 mm/an et 10 mm/an. Cette extrusion continentale est similaire au modèle de poinçonnement proposé par Tapponnier et al. (1982); Peltzer and Tapponnier (1988) pour la collision de l'Inde dans l'Asie (Hubert-Ferrari et al., 2003). Dans notre cas le poinçon serait représenté par la collision de la plaque Arabie avec la plaque Eurasie à l'Est et la limite libre est représentée par la zone de subduction Égéeenne (Hubert-Ferrari et al., 2003).

Dans le cadre de cette dissertation nous nous sommes placés le long de deux sites positionnés sur la faille décrochante dextre Nord Anatolienne (Fig. 1.3- rectangles jaunes) :

- la Mer de Marmara (Fig. 1.3 rectangle jaune 1) à l'Ouest du tracé de la faille qui est un bassin en pull-apart oblique depuis 5 Ma (Armijo et al., 1999; Hubert-Ferrari et al., 2002; Melinte-Dobrinescu et al., 2009),

- la rivière Kızılırmak (Fig. 1.3 rectangle jaune 2) située au niveau de la ville de Kargı. La rivière y est décalée de 30 km par la faille qui forme un coude dans la partie centrale de son tracé.

Ces deux sites sont localisés au niveau de discontinuités majeures le long de la trace de la Faille Nord Anatolienne (FNA) : un « releasing step-over » (Dooley and McClay, 1997) et un coude lié à un changement de direction du tracé de la FNA. Deux études très différentes y ont été effectuées et seront détaillées dans la suite du manuscrit. Nous allons consacrer le présent chapitre à présenter dans un contexte plus global les deux sites étudiés. Pour cela nous allons tout d'abord décrire rapidement le contexte géologique de la formation du bloc Anatolien et les différentes étapes qui ont abouti à sa morphologie actuelle. Puis, nous présenterons l'objet commun à ces deux études : la Faille Nord Anatolienne. Nous introduirons ensuite les deux sites sur lesquels notre intérêt s'est porté pour finir avec l'énoncé de la structure du manuscrit.

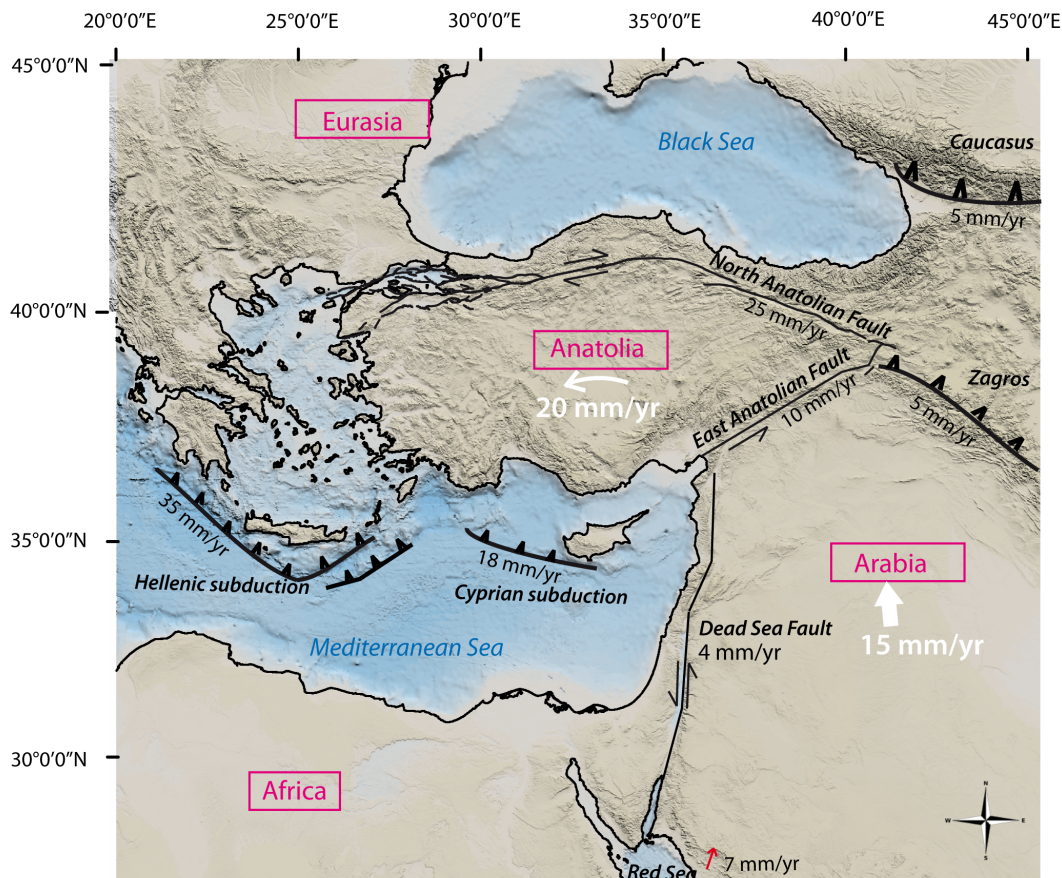


FIG. 1.1 – Carte globale de la géodynamique de la Turquie où les différentes plaques sont indiquées en rose dans un rectangle rose et leur vitesse de déplacement, en considérant la plaque Eurasie fixe, en blanc avec une flèche de la même couleur (données de Reilinger et al. 2006). Les vitesses relatives des limites de plaques sont indiquées en noir (Reilinger et al., 2006). Les zones de convergence sont indiquées en trait gras avec un figuré en forme de V, les zones de divergence en rouge et les zones de décrochement en noir. La coloration du fond topographique provient des données du laboratoire de géologie de l'Ecole Normale Supérieure (Chamot-Rooke and Rabaute, 2006).

1.1 Contexte géologique de la Turquie

Les subductions successives des branches de l'océan Téthys depuis le début de l'ère secondaire (250 Ma) ont permis l'amalgame de micro-continent qui constituent aujourd'hui la Turquie (Sengör and Yılmaz, 1981; Yılmaz et al., 1998; Okay and Tüysüz, 1999). Ces périodes de subductions ininterrompues ont perduré jusqu'à l'Oligocène et ont abouti à une géologie complexe (Fig. 1.2, Ketin 1966). Depuis le Miocène inférieur (23 Ma), la convergence de la plaque Arabie vers le Nord a peu à peu changé la dynamique du système (Okay, 2008).

La Turquie est constituée de trois sutures majeures de micro-continent (Fig. 1.2, Ketin 1966; Okay 2008) :

- le bloc des Pontides au Nord,
- le bloc Anatolide au centre associé à la zone Taurides au Sud-Ouest,
- le bloc de la plate forme Arabique (suture de la Bitlis) à l'Est

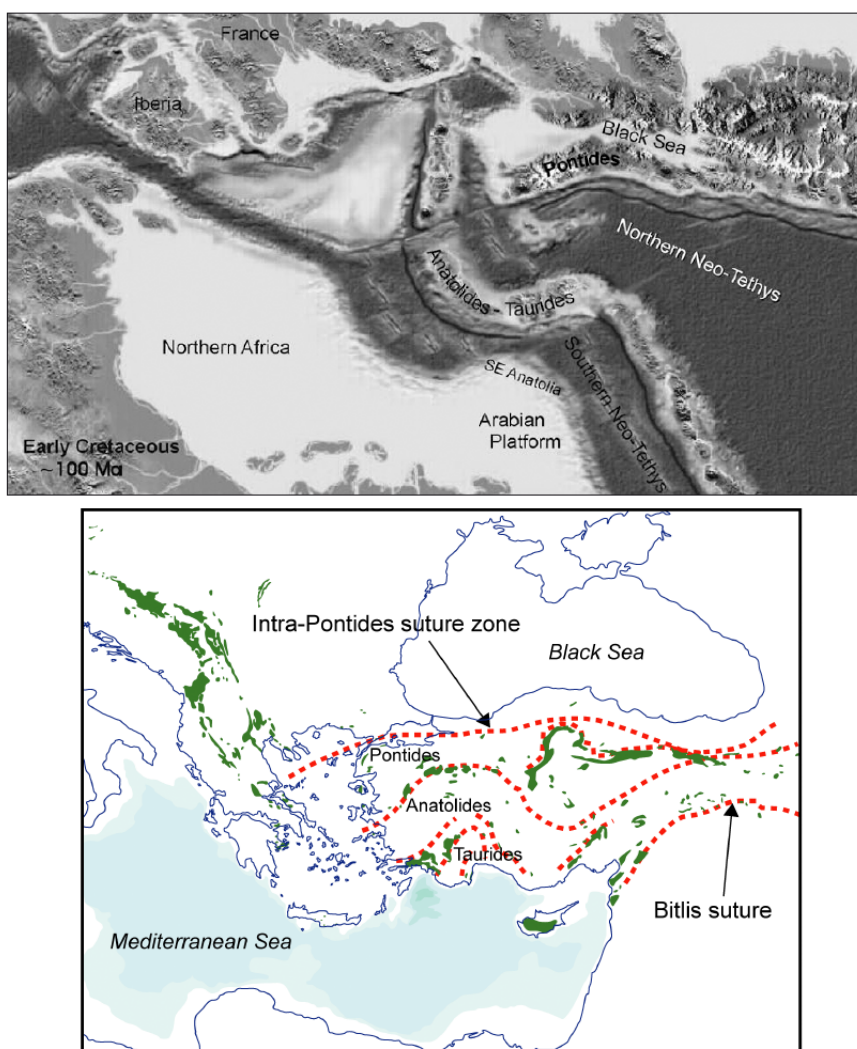


FIG. 1.2 – Carte paléogéographique (en haut) au Crétacé inférieur représentant les différentes branches de l'océan Téthys et les futures zones de suture. La carte a été reprise de Okay (2008). La seconde carte représente les principales sutures du bloc Anatolien (traits rouges) et les affleurements ophiolitiques (en vert) indiquent la présence de croûte océanique. Carte reprise de Carton (2005).

1.2 La Faille Nord Anatolienne

Les différentes phases de subduction de l'océan Téthys sont à l'origine des deux premières sutures (Dewey et al., 1973). La dernière suture est associée à la fermeture de l'océan Bitlis suite à la dérive de la plaque Arabie vers la plaque Eurasie. Ces différents blocs, lors de leur amalgame durant le Miocène ont ensuite formé un bloc rigide (Ketin, 1966). Nous allons à présent détailler rapidement les différentes sutures majeures du bloc Anatolien.

La zone des Pontides constitue la partie Nord du bloc Anatolien et peut être divisée en deux zones : la zone d'Istanbul et la zone de Sakarya. Ce bloc a une géologie analogue à celle du continent Laurasia (Okay, 2008). La zone s'est formée au milieu du Crétacé lors de la fermeture de la Paléotéthys associée à l'ouverture de la branche Nord de la Néotéthys au Nord du Gondwana (Sengör and Yilmaz, 1981; Stampfli, 2000). La fermeture de la branche Nord de la Néotéthys a conduit à la collision entre la zone des Pontides et la zone Anatolides/Taurides ainsi qu'à la formation de la Mer Noire en tant que bassin arrière-arc (Stampfli, 2000; Okay et al., 2006). La zone Anatolides/Taurides est quant à elle géologiquement proche du continent Gondwana dont elle était séparée par la branche sud de la Néotéthys au Jurassique inférieur (Okay, 2008). Enfin, la zone constituée par la plate forme Arabie se situe au Sud-Est de l'Anatolie actuelle et dérive vers le Nord le long de la suture de l'océan marginal de la Bitlis formé au Trias Supérieur (Dewey et al., 1973). La suture de la Bitlis s'est formée au Miocène supérieur lors de la collision des plaques Arabie et Eurasie (Sengör et al., 1985; Barka, 1992).

À partir de la collision continentale des plaques Arabie et Eurasie, la dynamique de la Méditerranée orientale a été radicalement changée. Une partie du raccourcissement est désormais en partie accommodée par un système de failles conjuguées : les failles Est et Nord Anatoliennes (Tapponnier et al., 1982; Hubert-Ferrari et al., 2003). Ces deux failles se sont formées au niveau du point de rencontre entre les continents Arabie et Eurasie appelé point triple de Karlıova.

A grande échelle, le tracé de la Faille Nord Anatolienne suit la zone de suture Pontides--Anatolides (Sengör, 1979), la présence d'une suture pré-existante facilitant le passage de la faille.

Dans le paragraphe suivant nous allons détailler le tracé de la Faille Nord Anatolienne ainsi que sa dynamique de rupture. Elle constitue l'objet central du manuscrit.

1.2 La Faille Nord Anatolienne

La Faille Nord Anatolienne (FNA) est une faille décrochante dextre majeure qui s'étend du point triple de Karlıova à l'est de la Turquie jusqu'à la Mer Égée en passant par le nord de la Turquie. Longue de 1500 km, elle accommode, avec la Faille Est Anatolienne, l'extrusion de la plaque Anatolie vers les provinces Egéennes (Barka and Kadinsky-Cade 1988; Sengör et al. 2005, Fig. 1.3). Cette expulsion continentale est la conséquence de la collision entre les plaques Arabie et Afrique avec la plaque Eurasie qui a débuté il y a 15 Ma (McKenzie, 1972; Sengör and Yilmaz, 1981; Barka, 1992; McClusky et al., 2000; Reilinger et al., 2006).

La trace de la Faille Nord Anatolienne suit la trajectoire d'un petit cercle dont le pôle de rotation serait situé au niveau du Nil (Reilinger et al., 2006). Sa trace est unique jusqu'à son arrivée au niveau de la ville de Bolu (Fig. 1.3) où elle se sépare en deux branches principales (McKenzie, 1978; Barka and Kadinsky-Cade, 1988). D'une déformation localisée le long d'une faille unique, la déformation est alors étendue sur 130 km de large (Barka and Kadinsky-Cade,

1.2 La Faille Nord Anatolienne

1988). Détaillons à présent le tracé de la faille (Fig. 1.3) :

Du point triple de Karliova jusqu'à Erbaa la FNA a une direction moyenne N110, puis, du niveau de Ladik jusqu'à la ville de Kargı elle change progressivement de direction. À partir de Kargı, la FNA se propage dans une direction moyenne N80 jusqu'à Bolu où elle se sépare en deux branches. La branche Nord suit une direction moyenne N90 jusqu'au Golfe d'Izmit où la faille devient sous-marine en Mer de Marmara. Elle repasse en terre au niveau de la ville de Gaziköy (segment de Ganos) (Ambraseys and Finkel, 1987) puis passe au Nord de la péninsule de Gelibolu pour enfin atteindre la Mer Égée. La branche Sud traverse la ville de Bursa et va jusqu'à la mer Egée en suivant une direction moyenne N80. La majeure partie de la déformation est accommodée par la branche nord de la faille Nord Anatolienne (McClusky et al., 2000).

La vitesse de glissement de la FNA est de l'ordre de 20 mm/an mais varie en fonction des données considérées (GPS, géologie). En effet, la vitesse des données GPS est comprise entre 24 et 29 mm/an (McClusky et al., 2000; Reilinger et al., 2006), la vitesse géologique court terme a été estimée à 20 mm/an (Hubert-Ferrari et al., 2002; Pucci, 2006; Kozacı et al., 2007; Hubert-Ferrari et al., 2009) et la vitesse géologique sur 5 Ma et 85 km de rupture est de 17 mm/an (Armijo et al., 1999).

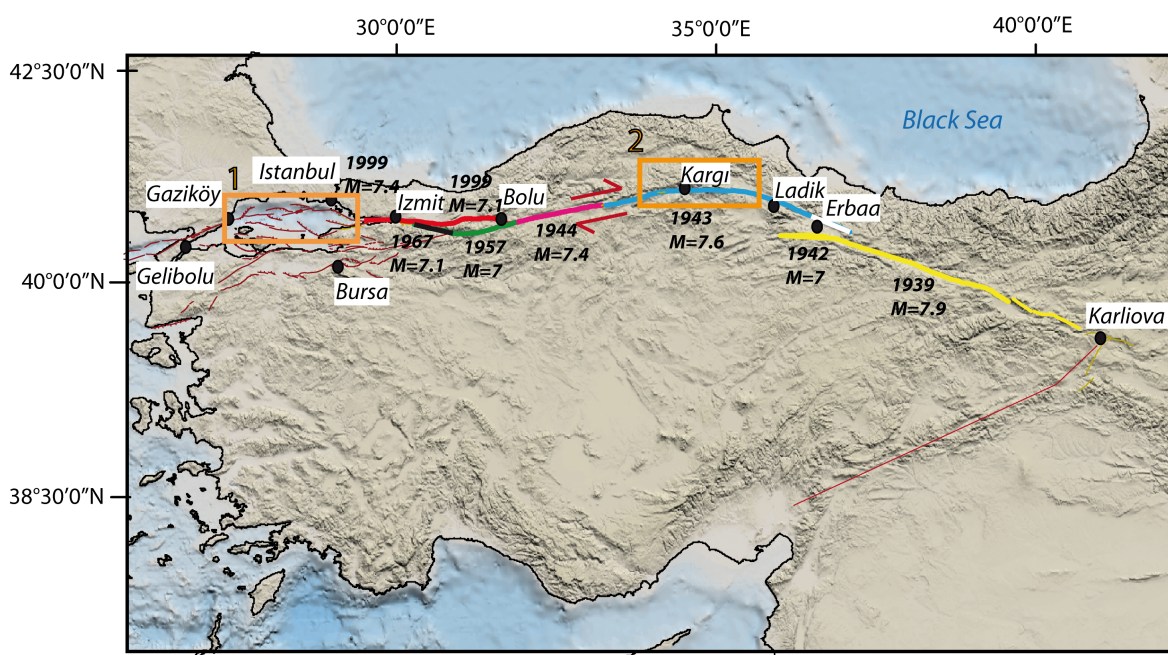


FIG. 1.3 – Carte topographique de la Turquie où le tracé de la Faille Nord Anatolienne est représenté en rouge. La séquence de rupture du 20ème siècle (Stein et al., 1997) est représentée avec une couleur différente par segment ayant rompu. La date et magnitude sont indiquées avec les couleurs correspondantes. Les villes principales sur le trajet de la faille sont indiquées en noir. La coloration du fond topographique provient du Laboratoire de géologie de l'Ecole Normale Supérieure (Chamot-Rooke and Rabaut, 2006).

1.2 La Faille Nord Anatolienne

D'autre part on constate que la Faille Nord Anatolienne est un des décrochements les plus actifs sismiquement au monde. Il a été caractérisé au 20^{ème} siècle par une séquence de rupture où 11 tremblements de terre de magnitude supérieure à 7 ont rompu successivement 1000 km de faille de l'Est à l'Ouest entre 1939 et 1999 (Fig. 1.3, Hubert-Ferrari et al. 2000). Les tremblements de terre de cette séquence montrent une migration vers l'Ouest des épicentres le long de la faille (Barka et al., 2002). Depuis le séisme de 1999 au niveau de la ville d'Izmit, l'état maximal des contraintes se situe plus à l'Ouest au niveau de la Mer de Marmara au Sud de la ville d'Istanbul. La survenue d'un tremblement de terre en ces lieux pourrait alors occasionner de fortes destructions sur la ville.

La FNA n'a cependant pas une rupture en séquence simple migrant d'Est en Ouest durant tous ses cycles de rupture. La dernière séquence de rupture avec migration des épicentres vers l'Ouest aurait en effet lieu de manière occasionnelle et lors de chaque nouveau cycle la rupture ne serait pas forcément associée au segment ayant rompu lors du dernier cycle sismique (Fraser et al., 2010). Son fonctionnement et ses temps de récurrence sismique peuvent être découpés en trois portions correspondant au découpage « tectonique » proposé par Sengör et al. (1985). Ce découpage dépend très fortement des contraintes appliquées sur la Faille Nord Anatolienne et donc des structures résultantes (Fig. 1.4).

Une faille décrochante continentale ne suit pas parfaitement la géométrie du petit cercle qui la décrit (Frisch et al., 2011). Son tracé est dévié et des zones d'étirement et de compression sont ainsi créées. À ces zones correspondent des contraintes qui sont appelées transtension lorsque la faille décrochante est soumise à une extension, et transpression lorsque cette dernière est soumise à une compression (Fig. 1.4). Le découpage proposé par Sengör et al. (1985) suit cette séparation des contraintes appliquées à la Faille Nord Anatolienne :

- une partie à l'Est où la transpression dominerait du fait de la proximité de la zone de convergence des plaques Arabie et Eurasie,
- une partie centrale où peu de déformations seraient présentes,
- une partie à l'Ouest correspondant à une zone soumise à de la transtension.

Dans la zone où la transpression domine, de Karlıova à Erbaa (Fig. 1.3), les temps de récurrence des tremblements de terre seraient plus longs (Fraser et al., 2010). Il apparaît cependant que la faille rompt de manière aléatoire. Ces temps de récurrence aléatoire seraient liés aux changements de l'état des contraintes causés notamment par les cycles sismiques des Failles Est Anatoliennes et de la Mer Morte (Fraser et al., 2010), ces dernières pouvant augmenter ou diminuer les contraintes de la région en fonction de l'apparition des séismes.

La partie centrale de Erbaa à Bolu fonctionnerait plus simplement avec des séquences de ruptures successives rapides, occasionnées par l'absence d'une contrainte tectonique extérieure majeure (collision continentale, subduction, etc.).

Enfin, la partie Ouest présente des temps de récurrence relativement rapides occasionnés par l'interaction de la faille avec la province d'extension de l'Anatolie de l'Ouest (Sengör et al., 1985), avec pour conséquence de réduire la valeur maximale de la contrainte nécessaire pour aboutir à la rupture (Fraser et al., 2010).

Nos cadres d'études se situeront dans ces deux dernières parties où la différence de comportement de la Faille Nord Anatolienne nous a permis de travailler sur des aspects très différents

de la géologie.

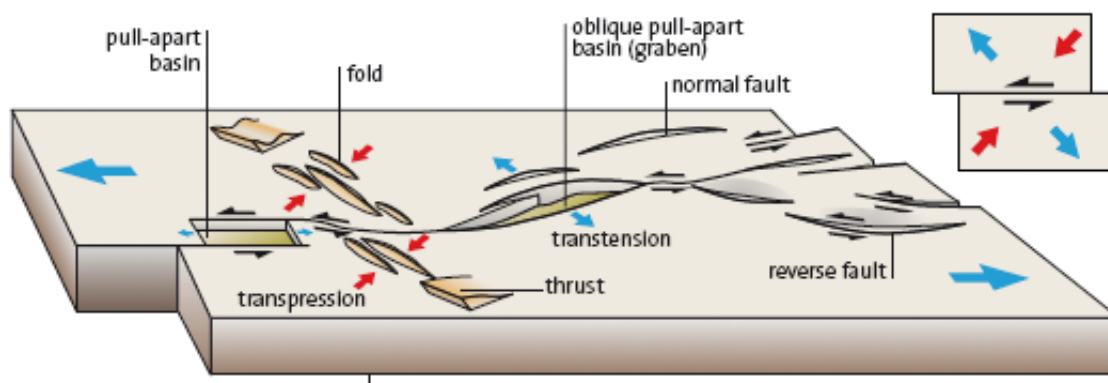


FIG. 1.4 – Schéma explicatif des différents types de structures observables le long d'une faille décrochante continentale avec contraintes associées (Repris de Frisch et al. 2011)

1.3 Présentation des sites d'études

1.3.1 La Mer de Marmara : une étude paléosismologique et paléomagnétique

La Mer de Marmara est un bassin en pull-apart long de 170 km et large de 70 km formé par la Faille Nord Anatolienne il y a 5 Ma (Armijo et al., 1999). La faille devient sous-marine après son passage au niveau du Golfe d'Izmit à l'Est et repasse à terre à l'Ouest au niveau du Bassin de Thrace (Fig. 1.3 - rectangle 1). Elle représente un « releasing step-over » (Dooley and McClay, 1997) entre les deux segments à terre de la FNA (segments d'Izmit et de Ganos). La mer est composée de trois sous-bassins en pull-apart profonds. Après le tremblement de terre d'Izmit en 1999, dernier des séismes de la séquence du 20^{ème} siècle, l'état des contraintes a augmenté au niveau de la Mer de Marmara, accroissant de manière importante le risque pour la ville d'Istanbul. De nombreuses études ont alors été dédiées à la compréhension du fonctionnement de la Faille Nord Anatolienne en Mer de Marmara. C'est le cas de la mission Marmascarps qui a eu lieu en 2002 (Armijo et al., 2005). Cette mission a eu pour but de caractériser les escarpements associés aux tremblements de terre récents pour contraindre le risque sismique de la mégapole Turque et discuter la segmentation de la branche nord de la faille Nord Anatolienne en mer (Pondard et al., 2007). Durant cette mission plusieurs données de haute résolution ont été prélevées puis étudiées : des profils de microbathymétrie, des photos et vidéos du fond de la Mer de Marmara (Armijo et al., 2005), des carottes d'interface ROV (Remote Operated Vehicle) et des profils de sismique 3.5KHz (Uçarkuş, 2010) et enfin des carottes de type Kullenberg que nous allons étudier ici. Grâce à ces carottes échantillonnant les sous-bassins de la Mer de Marmara (Fig. 1.5), nous nous proposons d'étudier l'impact de la sismicité historique sur le sédimentation en Mer de Marmara. Nous y caractériserons notamment l'étendue géographique des événements majeurs ayant affecté la région. En parallèle, une étude paléomagnétique a été réalisée afin de contraindre temporellement l'âge des carottes. Nous avons également pu observer l'apparition d'une diagénèse précoce sur ces carottes que nous avons analysée tant du

1.3 Présentation des sites d'études

point de vue magnétique et géochimique que spatialement et temporellement.

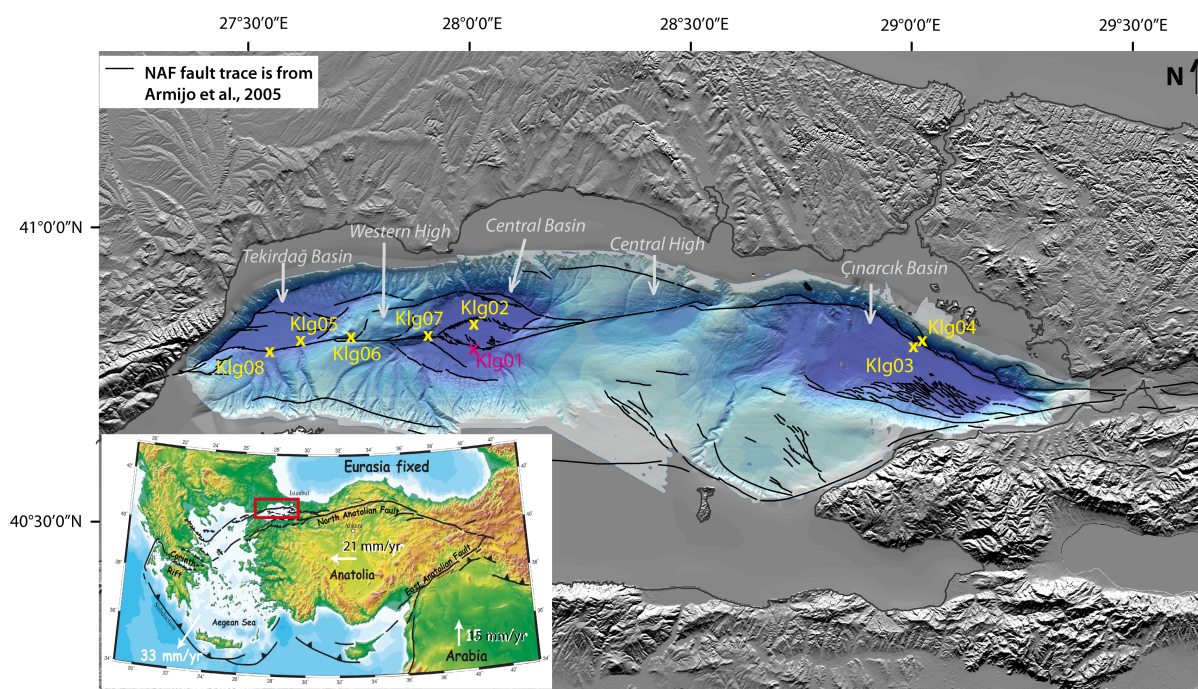


FIG. 1.5 – Localisation des différentes carottes Kullenberg échantillonnées durant la mission Marmascarps en 2002 (Armijo et al., 2005). Les carottes que nous avons étudiées sont indiquées en jaune. La carotte située dans le bassin central de couleur rose a déjà été étudiée par Van Welden (2007) au cours de sa thèse. Le tracé de la faille est de Armijo et al. (2005) et le nom des trois sous-bassins et des deux hauts topographiques sont indiqués en gris.

1.3.2 Le décalage de la rivière Kızılırmak par le passage de la Faille Nord Anatolienne : une étude géomorphologique

La deuxième zone étudiée se situe à l'Est de Kargı, sur la partie centrale du tracé de la Faille Nord Anatolienne affectée par le tremblement de terre de Toysa en 1943 (Fig. 1.3 - rectangle 2). A cet endroit, la FNA forme un arc de cercle à 100 km au sud de la Mer Noire et décale de 30 km la plus grande rivière de Turquie : la rivière Kızılırmak (Fig. 1.6). Au niveau des deux coudes formés par la rivière dont le trajet est dévié par le passage de la faille, trois terrasses alluviales ont pu être cartées. Notre étude a porté sur l'origine des terrasses et la vitesse d'incision de la rivière sur les derniers 100 000 ans. Pour cela nous avons utilisé la méthode de datation par isotopes cosmogéniques (^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl) afin de contraindre l'âge des terrasses analysées. Nous avons ainsi pu analyser l'évolution de la vitesse d'incision de la rivière Kızılırmak ainsi que l'influence du mouvement vertical généré par la forme arquée du tracé de la FNA sur les vitesses d'incision des rivières se jetant dans la Kızılırmak.

1.4 Annonce des chapitres

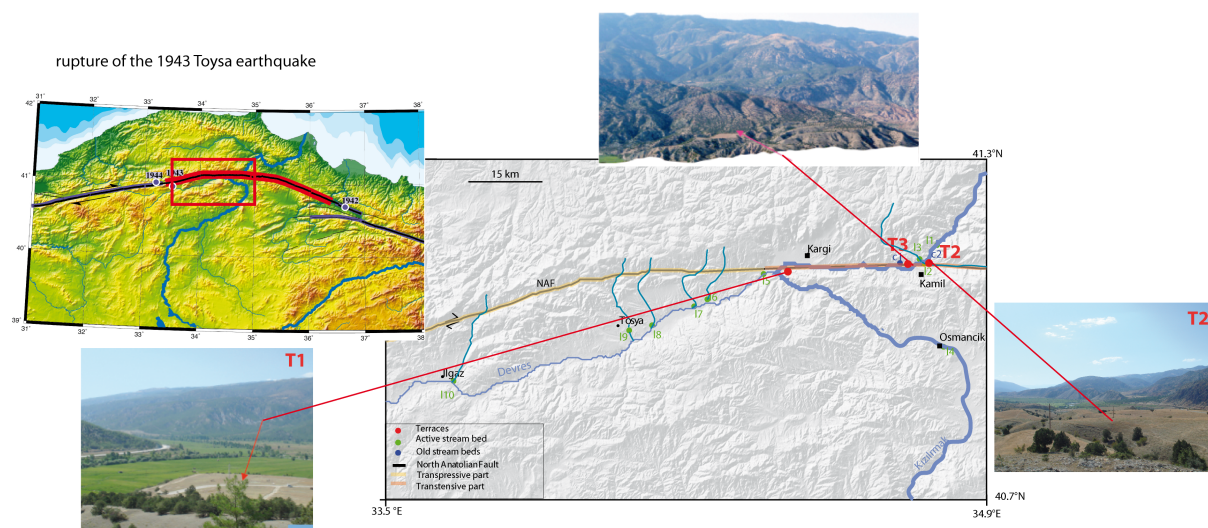


FIG. 1.6 – Présentation des sites d'échantillonnage le long de la Faille Nord Anatolienne et photos des trois terrasses échantillonnées. La carte de la Turquie en haut à gauche a été insérée pour montrer l'extension de la rivière Kızılırmak et le rectangle rouge représente la zone d'étude.

1.4 Annonce des chapitres

Le présent chapitre a eu pour objectifs de replacer les deux sites d'étude dans le contexte général de la géodynamique de la Méditerranée orientale et le long de la Faille Nord Anatolienne qui constitue le lien direct entre les deux objets étudiés qui ont ensuite été introduits. L'un est placé là où la dynamique de la faille semble être la plus simple à caractériser (Fraser et al., 2010). L'autre se situe dans un cadre beaucoup plus complexe. Ainsi, deux études très différentes ont pu être réalisées : une portée sur l'étude des tremblements de terre (le cycle sismique de la FNA en Mer de Marmara), l'autre dédiée à une étude plus géomorphologique. La thèse sera donc découpée selon ces deux thèmes. Le chapitre deux synthétisera l'état des connaissances sur la Mer de Marmara (formation, géologie, tectonique, hydrologie et dynamique de sédimentation). Le chapitre trois présentera le matériel utilisé pour l'étude et détaillera les différentes techniques employées. Les chapitres quatre et cinq présenteront les résultats de l'étude sur la Mer de Marmara sous forme d'article. Le chapitre quatre sera orienté sur les données paléosismologiques et le chapitre cinq sur les données paléomagnétiques. Enfin, le chapitre six détaillera l'étude géomorphologique effectuée sur le site de la rivière Kızılırmak et la méthode des isotopes cosmogéniques. Une courte synthèse sur l'étude en Mer de Marmara clôturera le manuscrit.

Chapitre 2

La Mer de Marmara : présentation et état des connaissances

2.1 La Mer de Marmara : Présentation de l'objet

Le bassin intracontinental de la Mer de Marmara est un bassin en pull-apart orienté Est-Ouest long de 170 km et large de 55 km. Il est situé au Nord-Ouest de la Turquie le long de la branche Nord de la Faille Nord Anatolienne (Fig. 2.1, Barka and Kadinsky-Cade 1988; Armijo et al. 1999) et relie les mers Egée et Noire au travers des détroits des Dardanelles et du Bosphore. Le bassin est délimité à l'Est par le Mont Ganos et à l'Ouest par le Mont Armutlu. La Mer de Marmara présente une topographie asymétrique avec un large plateau au Sud et une série de trois sous-bassins au Nord.

Dans cette partie nous allons présenter l'objet de notre étude, la Mer de Marmara, et le décrire selon différents points de vue. Nous présenterons tout d'abord la formation du pull-apart, puis la géologie environnante. Nous discuterons ensuite du passage de la branche nord de la Faille Nord Anatolienne dans le bassin et traiterons de l'enregistrement de la sismicité historique. Puis, nous nous attacherons à décrire les différents bassins la constituant. Nous finirons cette partie en présentant la Mer de Marmara du point de vue hydrologique et comme lieu stratégique pour étudier l'histoire des différentes connexions ayant eu lieu entre la Mer Noire et la Mer Méditerranée.

2.1.1 La formation de la Mer de Marmara

La région de Marmara constitue une zone de transition entre un mouvement de décrochement pur (le passage de la Faille Nord Anatolienne) et un mouvement extensif lié à la zone d'extension diffuse Egéenne (Sengör et al., 1985; Flerit et al., 2003). Nous allons à présent détailler les différentes étapes de formation.

La FNA aurait rejoint l'ouest de la Turquie il y a 5.6 Ma (Armijo et al., 1999; Hubert-Ferrari et al., 2002; Melinte-Dobrinescu et al., 2009) et se serait ensuite propagée au niveau du golfe de Corinthe il y a 1 Ma. Le décrochement long terme associé au passage de la Faille Nord Anatolienne s'est superposé à une activité plus ancienne d'extension diffuse N/S associée au recul vers le Sud du slab de la subduction Egéenne (Jolivet et al., 2010).

La Mer de Marmara est un bassin en pull-apart d'échelle crustale (Armijo et al., 1999). Au ni-

2.1 La Mer de Marmara : Présentation de l'objet

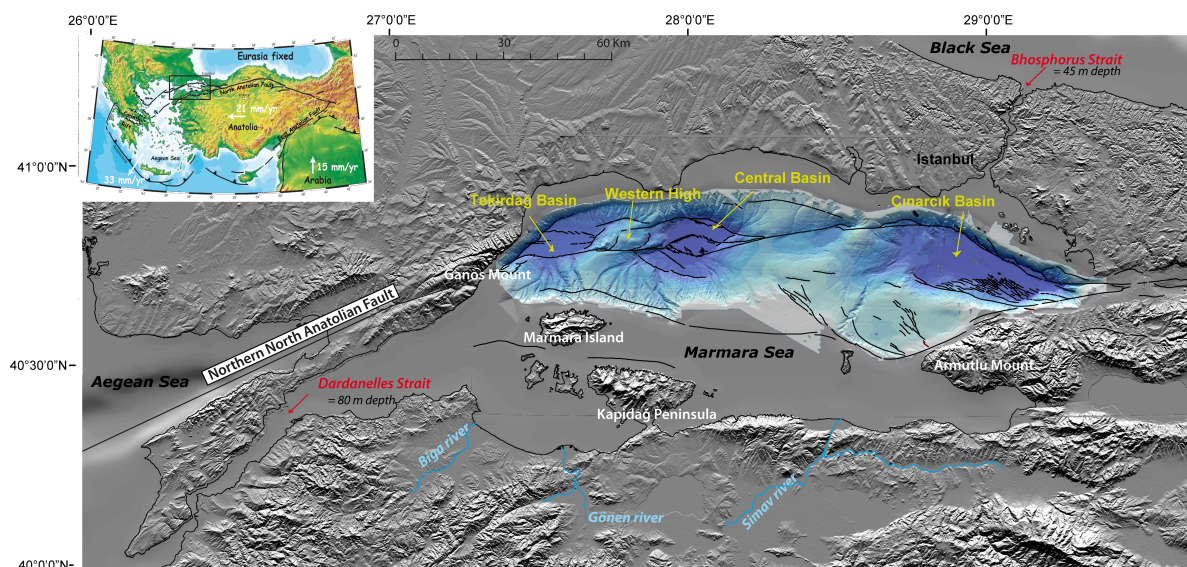


FIG. 2.1 – Carte générale de la région de la Mer de Marmara, au Nord-Ouest de la Turquie. Les principales rivières sont indiquées en bleu, les éléments constitutifs de la géographie avoisinante en blanc, le tracé de la branche nord de la Faille Nord Anatolienne en rouge et les bassins en vert.

veau de sa terminaison Ouest, la branche nord de la faille qui accommode 80 % du déplacement (McClusky et al., 2000), forme un coude qui modifie localement l'état des contraintes (partie ouest de la Mer de Marmara). Ce coude est associé à une transpression (cf. chap 1 pour la définition) et est probablement responsable de la barrière topographique qui sépare la Mer de Marmara de la Mer Méditerranée (Armijo et al., 1999; Yaltirak, 2002). À 5 Ma, lorsque la faille atteint la surface, des structures dont le Bassin de Thrace commencent à être décalées. C'est le début de la formation de la Mer de Marmara qui forme un relais extensif entre les segments de Ganos et d'Izmit (Armijo et al., 2002, 2005).

La déformation long terme du décrochement de la FNA dont le tracé n'est pas rectiligne a mis la zone en régime extensif et a abouti à la formation d'un bassin en pull-apart et donc à une subsidence. A plus petite échelle, il y a d'autres releasing-step over qui sont les bassins en forme de losange en subsidence (Barka and Kadinsky-Cade, 1988; Barka, 1992; Wong et al., 1995; Armijo et al., 2002; Carton et al., 2007). Nous présenterons ces bassins dans la partie 2.1.4. Enfin, Armijo et al. (1999) ont reconstruit la Mer de Marmara juste avant la propagation de la FNA avant l'anticlinal de Gelibolu il y a 5Ma. Cette reconstruction se fonde sur deux hypothèses 1/ que la déformation soit localisée sur le long terme le long de failles connues (déplacement et rotation de blocs rigides) 2/ que le déplacement soit parallèle au tracé de la FNA (extension et compression minimisées).

2.1 La Mer de Marmara : Présentation de l'objet

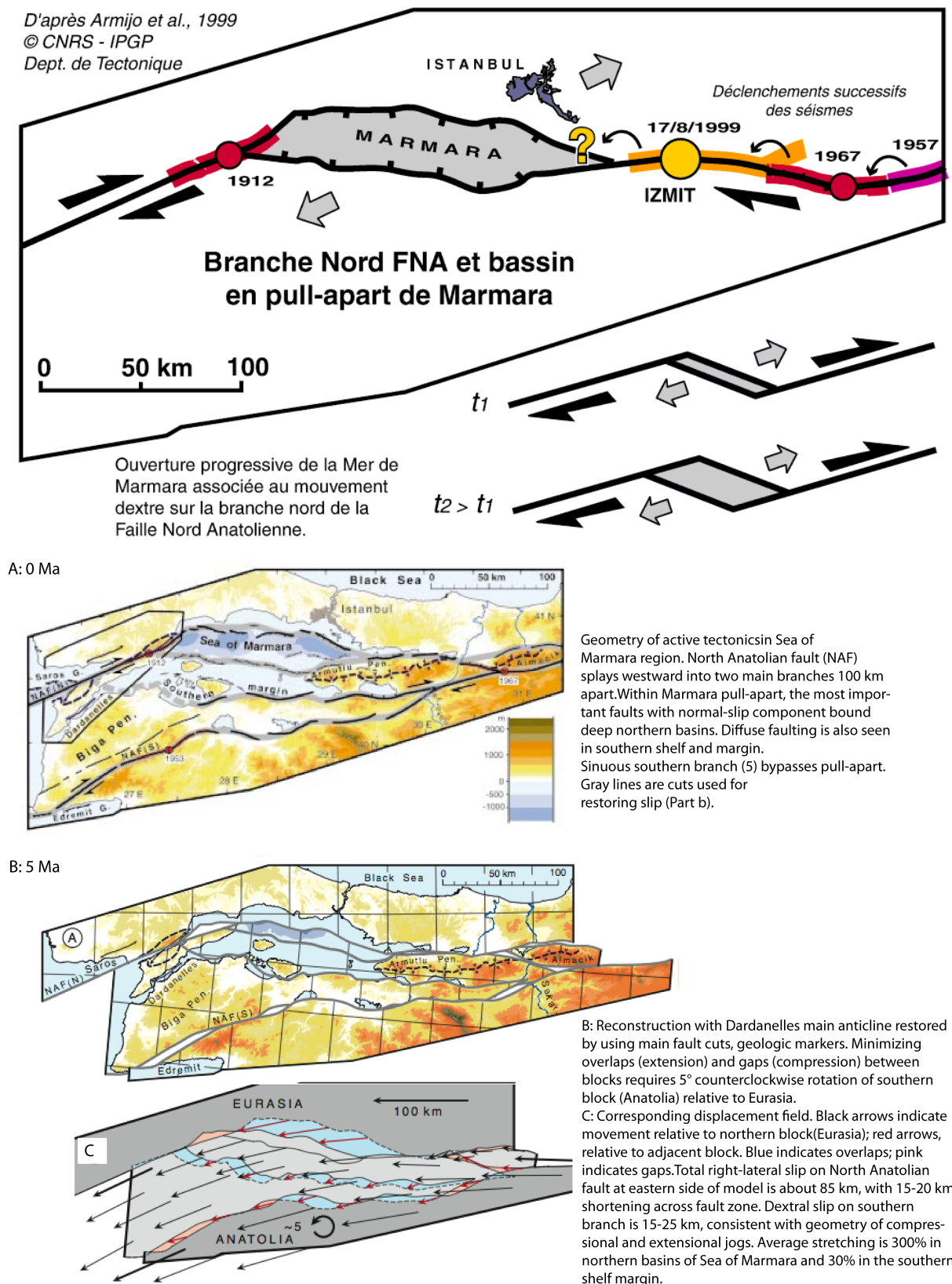


FIG. 2.2 – Modèle de formation de la Mer de Marmara proposé par Armijo et al. (1999). La branche Nord de la Faille Nord Anatolienne forme un step-over de 100 km entre les segments de Ganos et d'Izmit.

2.1 La Mer de Marmara : Présentation de l'objet

2.1.2 La géologie environnante

Le bassin où se localise la Mer de Marmara s'est formé sur un environnement hétérogène dont nous pouvons distinguer deux parties : une unité basale ou socle et une plus récente sus-jacente durant le Cénozoïque (Yılmaz et al., 1997; Okay and Tüysüz, 1999).

L'unité basale est constituée de quatre blocs majeurs ayant une géologie différente qui représente les sutures des micro-continentes qui se sont imbriqués durant les différentes phases de fermeture de la Téthys (Fig. 2.3, Wong et al. 1995). Ils correspondent à la partie Ouest de la zone des Pontides dont nous avons parlé dans le chapitre introductif (Sengör and Yılmaz, 1981; Yılmaz et al., 1997; Okay and Tüysüz, 1999) et sont formés de roches métamorphiques à non métamorphiques avec des affleurements d'ophiolites couvrant la période du Précambrien au Mésozoïque (Sengör and Yılmaz, 1981; Yılmaz et al., 1997). Les quatre blocs sont (Fig. 2.3) :

le bloc d'Istranca au Nord-Ouest du bassin de Marmara. Il est principalement constitué de granite du Paléozoïque sur lesquels des conglomérats puis des roches métamorphiques du Trias se sont déposés (Sengör et al., 1985; Wong et al., 1995). Le bassin de Thrace s'est formé à cheval sur ce bloc il y a 30 Ma (Yılmaz et al., 1997; Siyako and Huvaz, 2007) et sur le bloc Sakarya.

le bloc d'Istanbul-Zonjuldak au Nord-Est du bassin de Marmara présente des séquences de roches non métamorphiques allant du Précambrien au Paléocène.

le bloc d'Armutlu se situe à l'Est du bassin de la Mer de Marmara et est composé d'une association de roches métamorphiques déposées avant le Campanien Supérieur (~71 Ma).

le bloc de Sakarya au Sud du bassin de Marmara constitue le bloc le plus ancien. Ses dépôts sont variés pendant la période Permo-Trias et présentent notamment des roches associées aux marges actives ainsi que des complexes accréctionnaires. Les sédiments du Jurassique et Crétacé se sont déposés en discordance dessus.

Les deux premiers blocs sont séparés des deux derniers par la suture intra-Pontides dont la branche Nord de la Faille Nord Anatolienne suit plus ou moins le tracé (Sengör, 1979; Sengör and Yılmaz, 1981; Görür et al., 1995; Yılmaz et al., 1997). Cette zone de suture a pu constituer une zone de faiblesse au niveau de laquelle la Faille Nord Anatolienne s'est localisée.

Ce socle constitué de micro-continentes a par la suite été recouvert de sédiments marins et détritiques mélangés à des roches volcaniques depuis l'Eocène inférieur (Fig. 2.3, Okay et al. 1991; Siyako and Huvaz 2007; Yılmaz et al. 2010). Ils peuvent également être séparés en trois séquences délimitées par des discontinuités érosives importantes (Wong et al., 1995) :

- Eocène-Oligocène,
- Miocène,
- Plio-Quaternaire

Ce sont principalement ces sédiments Plio-Quaternaire que nous sommes susceptibles de retrouver dans les différents sous-bassins de la Mer de Marmara (Wong et al., 1995; Okay and Ergun, 2005; Yılmaz et al., 2010).

2.1 La Mer de Marmara : Présentation de l'objet

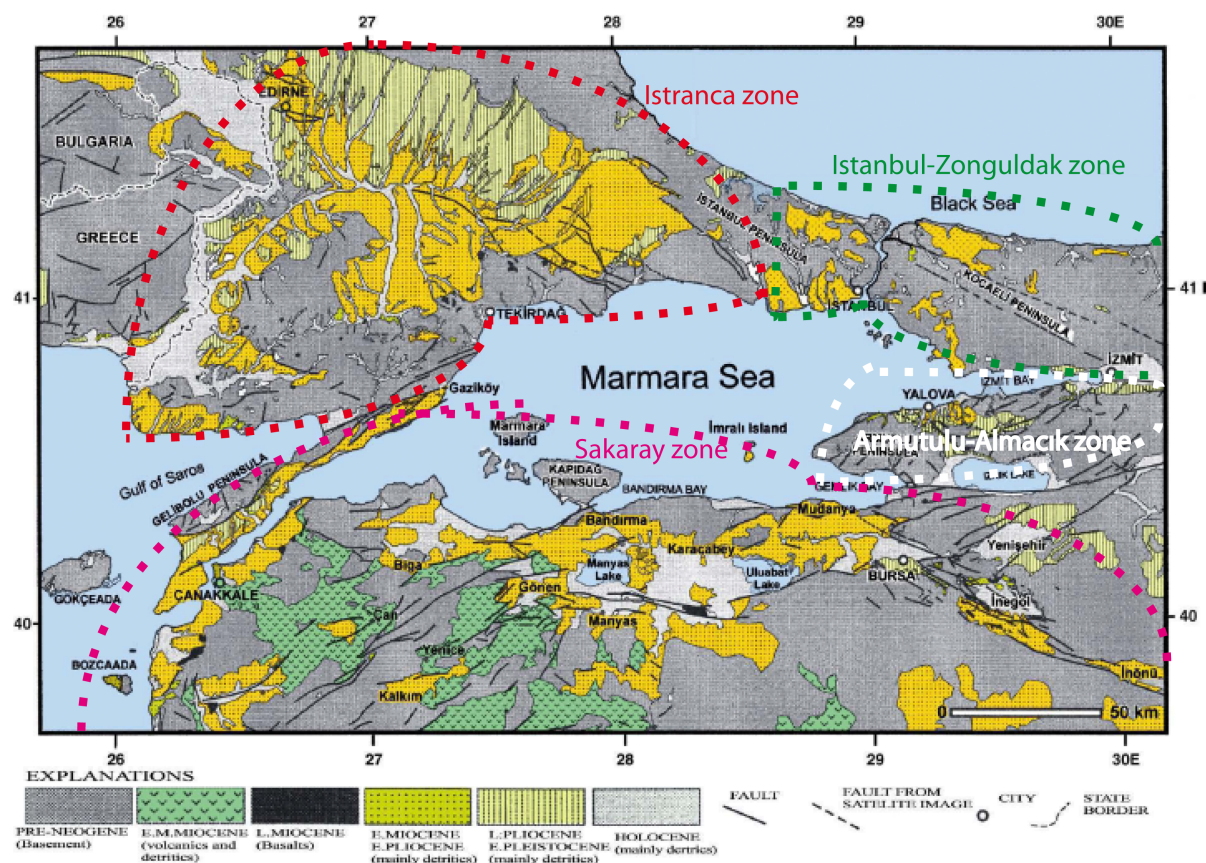


FIG. 2.3 – Carte géologique des alentours de la Mer de Marmara (Yilmaz et al., 2010). Les quatre blocs sont indiqués en trait pointillés de couleur avec le nom correspondant.

2.1.3 La Faille Nord Anatolienne en Marmara

Le système de faille de la Mer de Marmara toujours un débat ?

Le premier facteur d'activité sismique en mer de Marmara est la faille Nord Anatolienne. McClusky et al. (2003) ont montré que la branche nord de la FNA accommode la majeure partie de la déformation à une vitesse de 25 mm/an (Reilinger et al., 2006). Avant la campagne MARMARA en 2000, la cartographie précise de la géométrie et la distribution du système de failles actives en mer était très approximative par manque de données complètes de bathymétrie. Après cette mission et avec un même jeu de données, trois modèles tectoniques ont été proposés. Ces modèles ont des conséquences différentes sur l'évaluation du risque sismique de la région. Ces modèles détaillés ci-dessous sont :

- **modèle d'interaction entre la FNA et le domaine Égéen** : Dans ce modèle, la déformation est gouvernée par l'extension continentale distribuée de la zone Égéeenne (Parke et al., 1999). La Mer de Marmara serait contrôlée par un système de failles en échelon avec une forte composante normale.
- **modèle en faille unique** : Dans ce modèle, le système de faille est décrit comme le résultat d'un seul segment de faille en décrochement pur formé récemment et se substituant à une ancienne segmentation (Imren et al., 2001; Le Pichon et al., 2001; Demirbag et al.,

2.1 La Mer de Marmara : Présentation de l'objet

2003; Rangin et al., 2004). Cette faille unique traversant tout le bassin pourrait déclencher des tremblements de terre de magnitude importante ($8 \geq M$) et augmenterait le risque sismique pour Istanbul et les villes avoisinantes.

- **modèle du bassin en pull-apart** : Dans ce modèle, la déformation rapide est considérée comme le résultat d'un mouvement décrochant associé à une extension oblique (Armijo et al., 1999, 2002, 2005; Cormier et al., 2006; Carton et al., 2007). Le système de faille est interprété comme un enchevêtrement de pull-apart avec un partitionnement du mouvement. Les différents step-over contraignent la propagation des ruptures sismiques. La longueur possible d'une rupture sismique étant plus courte, l'aléa sismique serait plus faible que dans le scénario précédent.

Le modèle d'interaction entre la FNA et le domaine Égéen proposé par Parke et al. (1999) (Fig. 2.4) repose sur des données de sismique réflexion. Différents types de failles y sont cartographiés (décrochantes et normales aux extrémités de la Mer de Marmara), des blocs basculés sont décrits dans la partie sud du bassin et la partie nord du bassin serait marquée par une subsidence rapide et importante. Cette segmentation du système de faille a été interprétée comme l'indication d'une déformation gouvernée par une extension continentale distribuée. Dans ce modèle, la présence de la Mer de Marmara serait le résultat direct d'une extension N/S provenant de l'interaction entre un décrochement pur et l'arc hellénique et constituerait une zone de transition entre le bloc rigide de la Turquie centrale et le domaine Égéen. La déformation y serait accommodée par un système de failles en échelon et la Faille Nord Anatolienne serait déviée vers le Nord du fait que l'extension Égéenne se prolonge jusqu'au niveau de la mer de Marmara.

Le modèle en faille unique proposé par Le Pichon et al. (2001) (Fig. 2.5) se base sur l'association de données de bathymétrie et de cinématique ainsi que sur le postulat, au regard de la sismicité historique régionale, que des tremblements de terre de $M > 7$ ne peuvent être générés que par des portions rompues de longueur supérieure à 100 km. Dans ce modèle, le Mer de Marmara est considérée comme un bloc rigide (Meade et al., 2002; Le Pichon et al., 2003) délimité au Nord par une faille unique en décrochement pur dénommée « Main Marmara Fault » (en rouge sur la Fig. 2.5). Cette faille serait jeune (200 000 ans) et recouperait les bassins générés par une extension NNE/SSO antérieure. La partie sud du bloc est délimitée par la branche Sud de la Faille Nord Anatolienne (Le Pichon et al., 2003). Un partitionnement aurait lieu entre les deux branches de la Faille Nord Anatolienne.

Le modèle du bassin en pull-apart a été en premier proposé par Barka and Kadinsky-Cade (1988). Ce modèle a récemment été révisé par Armijo et al. (1999) (Fig. 2.6) et se base sur les données de bathymétrie et de sismique. Dans ce modèle, les segments en décrochement fonctionneraient comme des failles de transfert entre les petits bassins en pull-apart constituant la Mer de Marmara. Ces bassins se situeraient dans un cadre d'une extension plus large formé par un bassin en pull-apart d'échelle crustale de Marmara entre les segments d'Izmit et de Ganos. Les petits bassins en pull-apart auraient une subsidence active et seraient profonds de

2.1 La Mer de Marmara : Présentation de l'objet

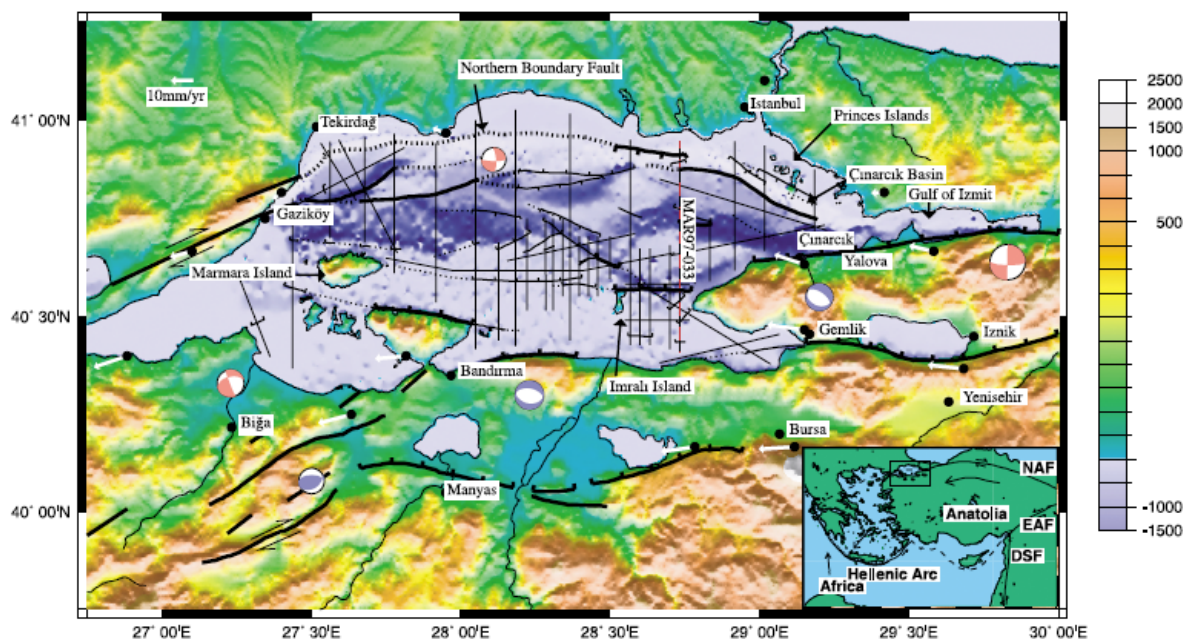


FIG. 2.4 – Modèle d'interaction entre La FNA et le domaine Égéen proposé par Parke et al. (1999). Le résultat serait un système de faille segmenté avec une composante d'extension importante.

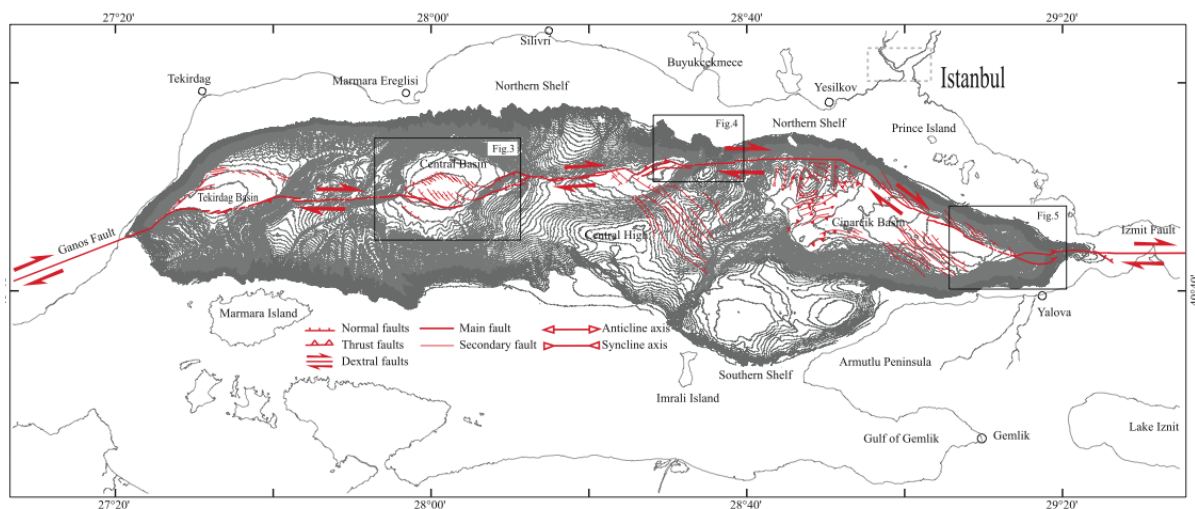


FIG. 2.5 – Modèle en faille unique repris de Le Pichon et al. (2001). La Faille Nord Anatolienne en mer serait un segment en décrochement pur sans partitionnement du mouvement.

plus de 1000 m. Ils seraient également bordés par des failles normales au Nord et au Sud. Ce modèle prévoit également un partitionnement du mouvement et propose une segmentation en cinq (fig. 2.6). Le partitionnement aurait pour origine une déviation vers le nord de la FNA au lieu de suivre la direction prédite par son petit cercle. Ce changement de direction a eu pour conséquence de former une extension oblique et le mouvement se ferait vers la surface et le décrochement se concentrerait vers le Nord.

2.1 La Mer de Marmara : Présentation de l'objet

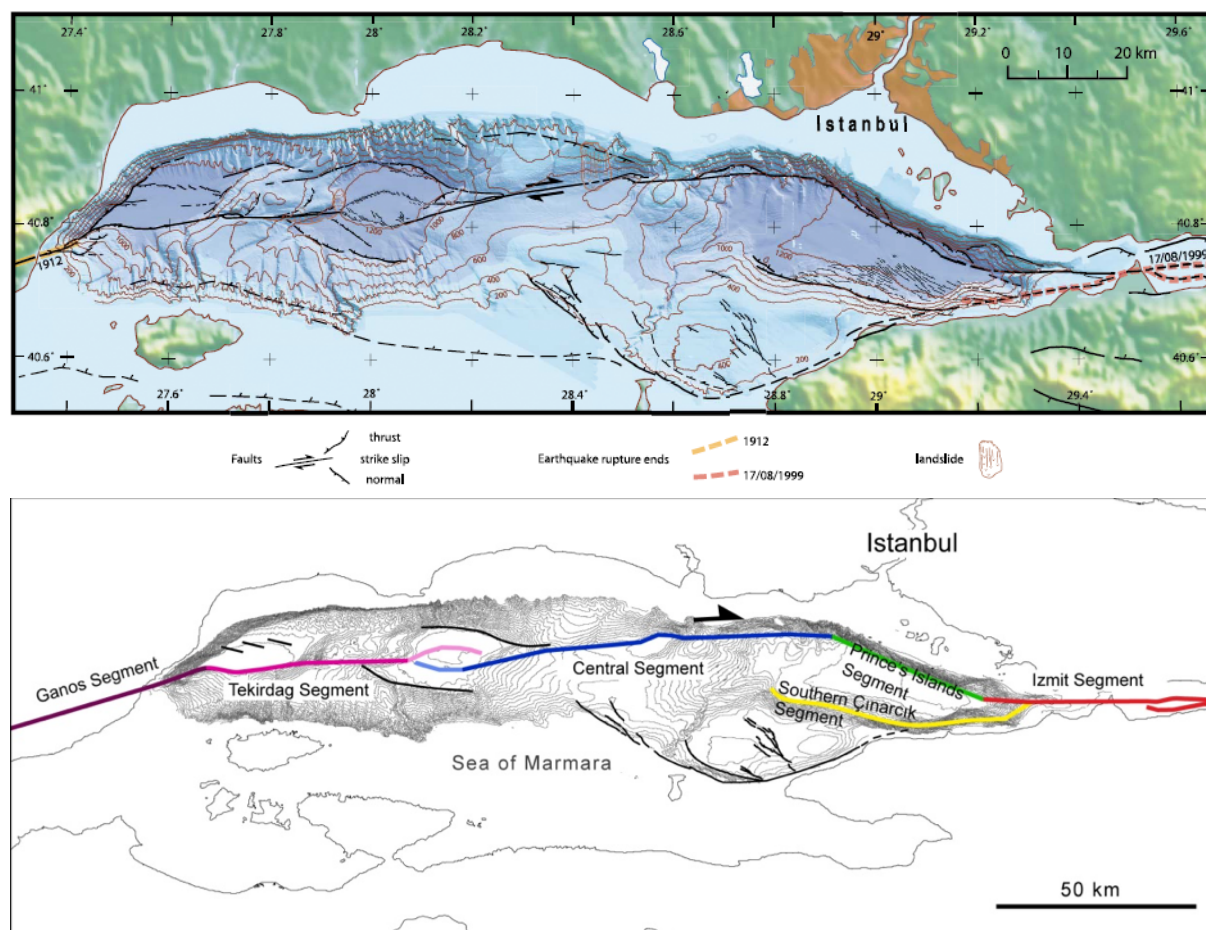


FIG. 2.6 – En haut : Modèle du bassin en pull-apart repris de Armijo et al. (2002). Cette carte représente la bathymétrie de la Mer de Marmara ainsi que la segmentation de la Faille Nord Anatolienne en mer. La Mer de Marmara est formée d'une large et peu profonde marge au Sud et de trois sous-bassins au Nord. Cette zone de déformation rapide connecte les segments de Ganos (à l'Ouest) et Izmit (à l'Est) à terre où les ruptures des deux derniers grands tremblements de terre (1912 et 1999) sont indiqués sans terminaison en mer. En bas : Segmentation en Mer de Marmara et noms associés. Carte reprise de (Uçarkuş, 2010)

Ce débat a en partie été résolu par l'étude de carottes en mer et la corrélation des tremblements de terre au travers des bassins de la Mer de Marmara (McHugh et al., 2006). De plus, Muller and Aydin (2005) ont modélisé les trois scénarios présentés du point de vue mécanique en combinant la segmentation et la déformation associée afin de discriminer le modèle de segmentation le plus probable (Fig. 2.7). Sa conclusion rejoint celle proposée par la paléosismologie sous-marine. En effet, Muller and Aydin (2005) montrent par la modélisation que la géométrie de faille proposée par Armijo et al. (2002) correspond le mieux à la subsidence observée dans chaque bassin. De plus, il montre que la subsidence localisée dans les bassins de la Mer de Marmara peut être expliquée par une déformation décrochante associée à un changement de direction de la Faille Nord Anatolienne. Enfin, McHugh et al. (2006) concluent de leur étude de carottes sédimentaires prélevées dans les bassins de Tekirdağ et Central que ces bassins enregistrent uniquement les événements dont la rupture est proche. Ils en concluent que la segmentation en mer peut être déterminée par une étude sur un nombre de carottes dense au

2.1 La Mer de Marmara : Présentation de l'objet

travers du bassin en pull-apart. C'est également le point de vue que nous adoptons.

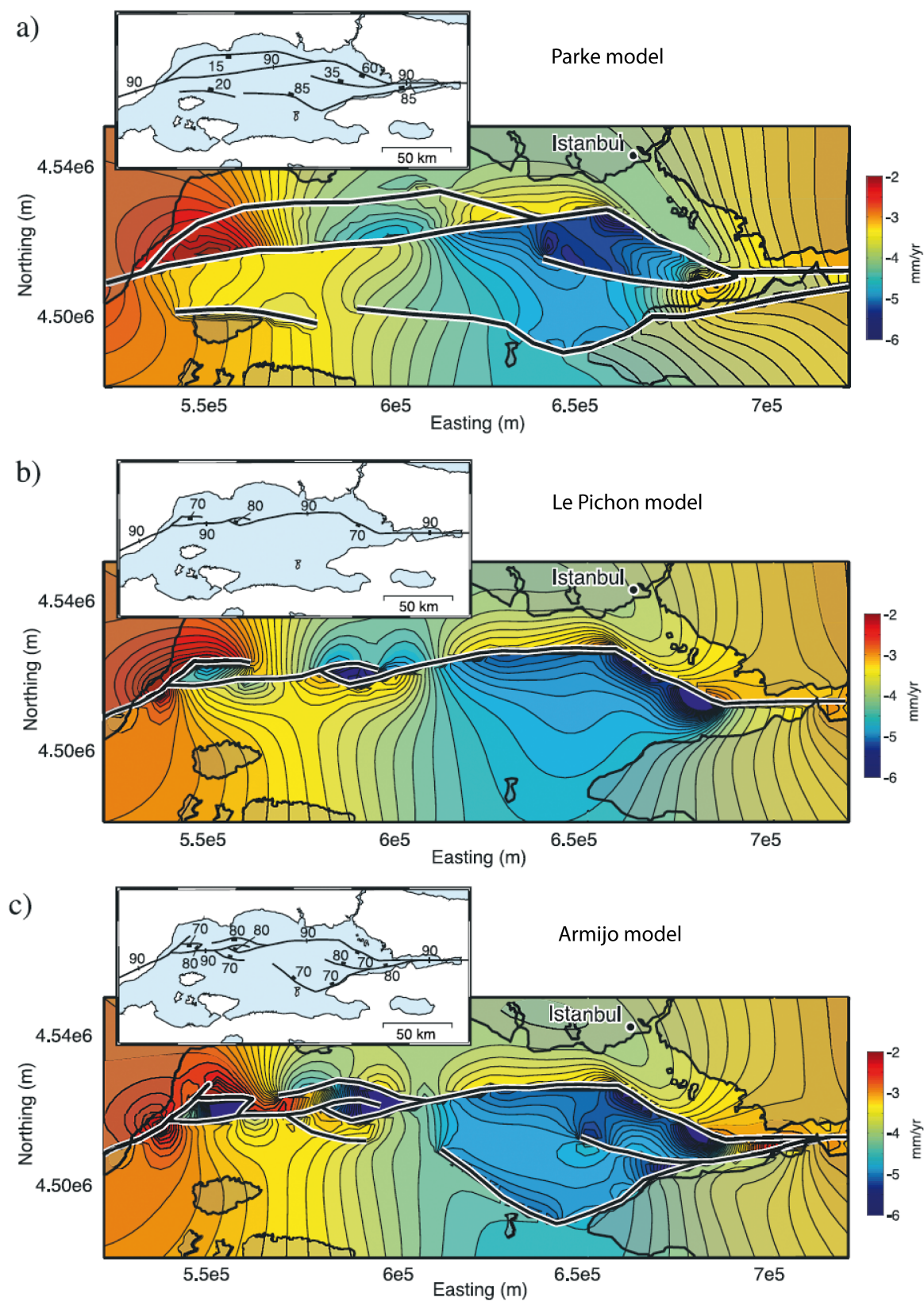


FIG. 2.7 – Modèles de déformation mécaniques obtenus par Muller and Aydin (2005) pour les trois modèles de segmentation de faille proposés pour la Mer de Marmara.

2.1 La Mer de Marmara : Présentation de l'objet

Enregistrement des tremblements de terre

La région de la Mer de Marmara est une des régions les plus sismiquement actives de la Turquie. Plus de 150 tremblements de terre ont été répertoriés depuis le 5^{ème} siècle avant Jésus Christ dans les deux catalogues disponibles (Guidoboni et al., 1994; Ambraseys, 2002). L'enregistrement des dégâts associés à ces séismes a été bien documenté par la situation stratégique de la région pour le commerce depuis le début de l'empire romain. Les données historiques indiquent que la ville d'Istanbul a régulièrement été sévèrement touchée par des séismes destructeurs dont le temps de récurrence varie entre 200 et 300 ans (Ambraseys, 2002).

Cette forte sismicité est due à la géométrie complexe du passage de la Faille Nord Anatolienne dans cette région (cf. section précédente). Nous ne nous intéresserons qu'aux séismes de magnitude supérieure à 7 car les variations en termes de contraintes des séismes de magnitude 6 sont négligeables comparés à la variation des contraintes sur le long terme (Hubert-Ferrari et al., 2000).

Les tremblements de terre dans la région rompent généralement sur des segments plus petits (Ambraseys and Jackson, 2000) et ont un temps de récurrence plus court comparé aux autres parties de la FNA (Sengör et al., 2005; Fraser et al., 2010). La relaxation non uniforme de la mise en charge du 18^{ème} siècle par les tremblements de terre de 1715 et de mai et août 1766 a abouti à des événements isolés comme le séisme de 1894 et 1912. La séquence du 20^{ème} siècle n'a pas rompu en Mer de Marmara (Pondard, 2006) mais pourrait se poursuivre en Mer. Les catalogues de sismicité fournissent de bonnes données sur les dégâts occasionnés mais ne sont que partielles du fait de la grande partie submergée de la région et ne permettent pas de déterminer la localisation exacte de l'épicentre et la zone de rupture associée.

Dans ce paragraphe nous allons lister les tremblements de terre historiques de magnitude supérieure à 7 qui ont pu et ont dû avoir un impact sur la sédimentation en Mer de Marmara (Tab. 2.1). Pour cela, nous allons les classer par segments ayant rompu selon la sismicité historique. Nous n'avons validé un tremblement de terre que lorsque deux sources différentes en discutent et s'accordent sur la localisation. Pour les autres tremblements de terre, comme celui de mai 1766, nous avons placé l'événement à chaque segment supposé avoir rompu. Le tremblement de terre ainsi référencé est indiqué en italique. Nous avons fait de même pour les sources qui interprètent l'une ou l'autre des localisations. Les données de tsunami répertoriées proviennent de Altınok et al. (2011).

Les données de sismicité historique ont depuis été en partie complétées par des études de paléosismologie. Plusieurs tranchées ont été étudiées autour de la Mer de Marmara (Rockwell et al., 2001; Klinger et al., 2003; Fraser et al., 2010) mais la faible contrainte temporelle obtenue n'a permis de recouvrir des événements que jusqu'au début du 15^{ème} siècle. Les études de paléosismologie sous-marine (Hiscott and Aksu, 2002; McHugh et al., 2006; Sarı and Çağatay, 2006; Beck et al., 2007) ont liés certaines turbidites enregistrées à des tremblements de terre historiques (McHugh et al., 2006) permettant, ainsi, d'acquérir de nouvelles données afin de compléter les données de sismicité historique.

2.1 La Mer de Marmara : Présentation de l'objet

Earthquake	Magnitude (Ms)	Lat (°N)	Long (°E)	Tsunami	Felt area	Source
Tekirdağ						
484	7.2	40.5	26.6	no	large	Ambraseys et Rockwell
1063	7.4	40.7	27.4	no	large	Ambraseys et Guibodoni, Rockwell
1354	7.4	40.7	27.0	no	large	Ambraseys, Guibodoni, Rockwell
Aug 1766	7.4	40.8	27.4	no	large	Ambraseys, Rockwell, Klinger, Pondard
1912	7.4	40.7	27.2	obs	large	Ambraseys, Pondard, Aksoy
Central						
407	6.8	40.7	28.7	obs	small	Ambraseys et Guibodoni
437	6.8	40.8	28.5	no	small	Ambraseys et Guibodoni
557	6.9	40.9	28.3	dam	small	Ambraseys et Guibodoni
1343	7	40.9	28	dam	small	Ambraseys et Guibodoni
1509	7.2	40.9	28.7	dam	large	Ambraseys et Guibodoni
<i>may 1766 ?</i>	7.1					Aksoy, Pondard, Hubert-Ferrari
Çınarcık						
740	7.1	40.7	28.7	obs	large	Ambraseys et Guibodoni
869	7.0	40.8	29.7	no	large	Ambraseys et Guibodoni
989	7.2	40.8	28.7	dam		Ambraseys et Guibodoni
1754	6.8	40.8	29.2	obs	large	Ambraseys
<i>may 1766 ?</i>	7.1	40.8	29	dam	large	Ambraseys
1894	7.3	40.7	29.6	obs	large	Hebert, Ambraseys
1963	6.4	40.64	29.13	obs	local	Atlinok
Izmit						
68	7.2	40.7	30.0	no	large	Ambraseys2002

2.1 La Mer de Marmara : Présentation de l'objet

181	7.3	40.6	30.6	no		Ambraseys et Guibodoni
358	7.4	40.7	30.2	obs	large	Ambraseys et Guibodoni
447	7.2	40.7	30.3	dam	large	Ambraseys et Guibodoni
478	7.3	40.7	29.8	dam	large	Ambraseys et Guibodoni
554	6.9	40.7	29.8	obs	small	Ambraseys et Guibodoni
1296	7.0	40.5	30.5	no	large	Ambraseys et Guibodoni
1719	7.4	40.7	29.8	no	large	Ambraseys
1999	7.4	40.73	29.88	obs	large	

TAB. 2.1: Liste des tremblements de terre historique ayant affecté la Mer de Marmara. Ces tremblements de terre sont classés par segment ayant rompu.

2.1.4 Constitution : les différents éléments topographiques et tectonique associée.

Le relief en Mer de Marmara s'est formé par accumulation de tous les mouvements co-sismiques sur les différents segments associée à une sédimentation rapide (1 à 3 mm/an) (Armijo et al., 2005; Pondard, 2006). Il en résulte une topographie très asymétrique que nous allons à présent détailler.

La mer intracontinentale de Marmara est le plus grand des bassins en pull-apart formé par le passage de la faille Nord Anatolienne. Elle s'étend sur 170 km de long dans une direction Est-Ouest et est large de 70 km. La Mer de Marmara est constituée du Sud vers le Nord d'une large plate forme continentale, d'un ensemble de trois sous-bassins séparés par deux hauts topographiques et d'une deuxième plate forme continentale de faible largeur constituant ce que nous appellerons la partie Nord du bassin de la Mer de Marmara. Cette topographie asymétrique est le résultat des actions combinées des variations du niveau marin et de l'activité tectonique durant l'ère Quaternaire (Smith et al., 1995; Görür et al., 1997). Nous allons à présent détailler ces deux parties avec un intérêt plus important pour la partie nord du Bassin de la Mer de Marmara.

Au Sud la plate forme continentale est large de 30 km et ne dépasse pas 100 m de profondeur (Smith et al., 1995; Ergin et al., 1997). Peu d'escarpements de failles y ont été observés. Trois escarpements y ont été néanmoins observés : deux au niveau de la péninsule de Kapıdağ et un plus à l'ouest (Fig. 2.1). Ces failles sont de type normal et ont une direction ONO/ESE et un pendage nord. C'est également au niveau de cette plate forme que les apports terrigènes sont les plus importants (Ergin et al., 1997). En effet, le système de drainage de la partie sud de la Mer de Marmara est six fois plus grand que le système de drainage au Nord (Smith et al., 1995) et le flux sédimentaire provient de trois rivières dont l'exutoire se situe au niveau du plateau

2.1 La Mer de Marmara : Présentation de l'objet

sud. Ces trois rivières sont les rivières Simav (Kocasu), Gönen et Biga (Fig. 2.1). La première est la plus importante avec un débit de $171 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ et un flux sédimentaire de 61.10^4 tonnes/an (Ergin et al., 1997). Les deux autres ont des débits plus faibles ($4 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) et des flux sédimentaires compris entre 5000 et 8000 tonnes/an (Ergin et al., 1997).

La largeur du plateau sud peut ainsi être expliquée par ces deux processus : l'important flux sédimentaire provenant du sud et le système en failles normales à pendage nord associé à des demi-grabens. Les demi-grabens bordés par les failles normales auraient tendance à retenir les sédiments et ces derniers formeraient un large plateau surmontant le fond océanique (Smith et al., 1995).

Au Nord la plate forme est large de 10 km et borde trois sous-bassins remplis par plusieurs kilomètres de sédiments (Fig. 2.8, Wong et al. 1995; Le Pichon et al. 2001; Armijo et al. 2005). Les apports terrigènes en provenance des rivières y sont négligeables (Smith et al., 1995; Ergin et al., 1997).

Ces bassins se dénomment de l'Ouest à l'Est Tekirdağ, Central et Çınarcık et sont séparés par deux hauts topographiques : le Western High et l'Eastern High respectivement à 700 et 900 m de profondeur (Wong et al., 1995; Le Pichon et al., 2001; Armijo et al., 2005) assimilés à des structures en push-up (Wong et al., 1995). Les trois bassins ont une forme rhomboédrique (Barka and Kadinsky-Cade, 1988; Wong et al., 1995; Okay et al., 1999; Armijo et al., 2002; Carton et al., 2007) et se sont formés le long des segments actifs de la branche Nord de la Faille Nord Anatolienne (Armijo et al., 1999, 2002). La taille des bassins diminue vers l'Ouest en même temps que leur profondeur augmente.

Parmi ces bassins, le bassin Central a été interprété comme un pull-apart classique (Armijo et al., 2002) et les deux autres comme des demi-graben triangulaires bordés par un segment de la FNA (Seeber et al., 2010). La subsidence y est plus active que dans le reste de la Mer de Marmara et le dépicentre de chaque bassin change avec le temps (Seeber et al., 2004; Carton et al., 2007). Sur toute la largeur de la plateforme nord le relief est peu marqué. A la bordure du plateau, les bassins sont atteints le long de fortes pentes assimilées à des escarpements de faille (Armijo et al., 2005).

2.1 La Mer de Marmara : Présentation de l'objet

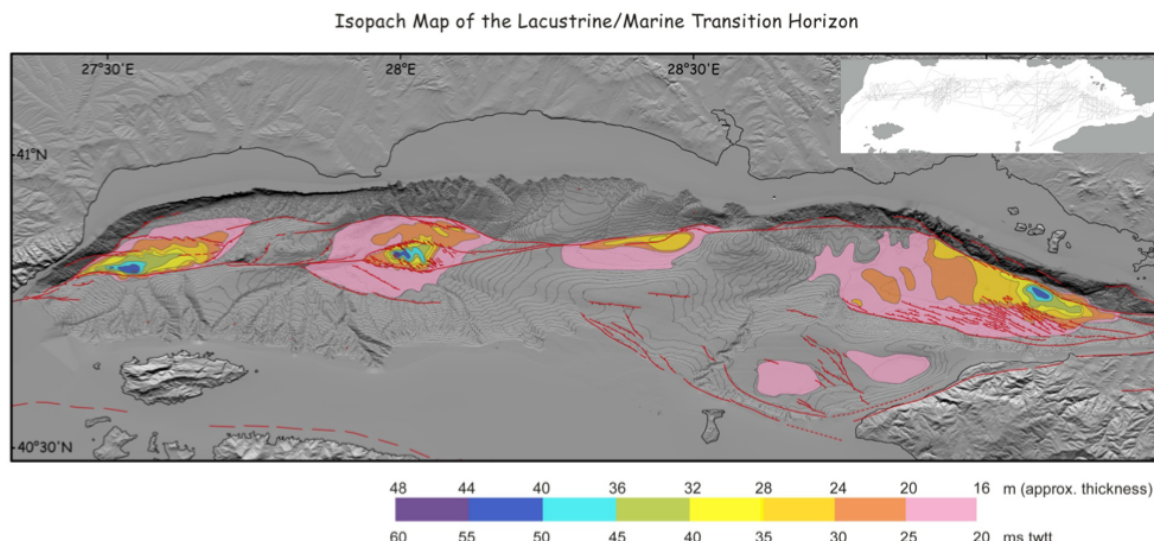


FIG. 2.8 – Cartographie des depocentres au niveau de chaque bassin de la Mer de Marmara (repris de Uçarkuş 2010).

Nous allons à présent décrire rapidement chacun des trois bassins du point de vue topographique.

Le Bassin de Tekirdağ se situe le plus à l'Ouest de la Mer de Marmara et est contigu au Mont Ganos (924 m) à l'Ouest et au haut topographique du Western High à l'Est. Il forme le plus petit des trois bassins (40 km de long et 15 km de large (Okay et al., 1999; Seeber et al., 2004)) et celui qui subside le plus (Seeber et al., 2004; Uçarkuş, 2010). Il est profond de 1100 m. C'est un demi-graben oblique de direction SO/NE (Seeber et al., 2006). Un glissement de terrain important est visible à la terminaison Ouest du bassin (Gazioğlu et al., 2005). Le remplissage sédimentaire est d'âge Plio-Quaternaire (Okay et al., 1999).

Le segment le plus actif de la FNA borde la partie Sud du bassin (Segment de Tekirdağ, Fig. 2.6, Armijo et al. 2002; Demirbag et al. 2003; Seeber et al. 2004) et se situe au pied d'un escarpement à faible pente et coupé par de larges canyons sous-marins. Ce segment relie le Segment de Ganos et le Segment Central en traversant la ride topographique du Western High. L'inclinaison progressive du remplissage syn-sédimentaire indique que le segment Sud domine la tectonique du Bassin (Seeber et al., 2004).

Un escarpement à très forte pente long de 35 km borde la partie nord du bassin. À sa base, une faille chevauchante est cartographiée (Armijo et al., 2002; Seeber et al., 2004) dont le rejet vertical diminue vers l'Est. Cette faille serait une des conséquence de l'inclinaison des dépôts sédimentaires au Sud (Seeber et al., 2004) ou du coude compressif (Armijo et al., 2005). Lors du passage de la FNA au niveau de la discontinuité de Ganos, une série de plis a été formée puis décalée vers l'Ouest (Armijo et al., 2002, 2005). Des failles normales antithétiques longues de 1 à 3 km sont également présentes (Fig. 2.9) et associées à la transpression (Armijo et al., 2005). Le glissement de type normal est le premier mécanisme responsable du bassin (Wong et al., 1995; Okay et al., 1999; Armijo et al., 2002).

2.1 La Mer de Marmara : Présentation de l'objet

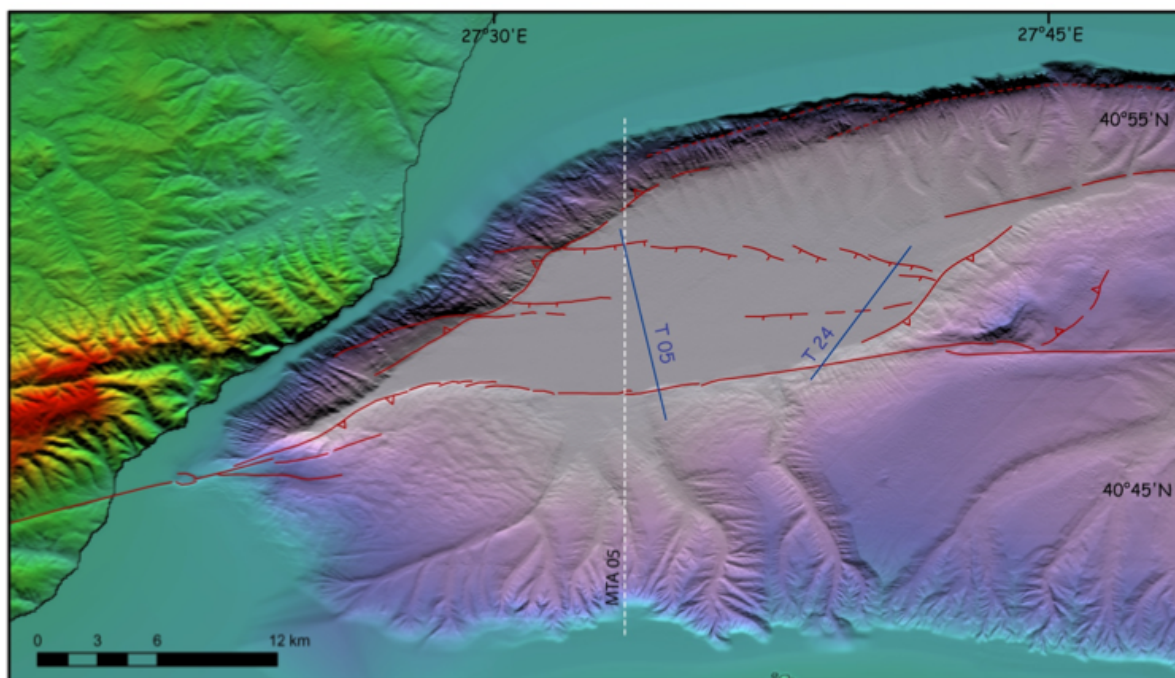


FIG. 2.9 – Tectonique du bassin de Tekirdağ (repris de Uçarkuş 2010).

Le Bassin Central se situe entre les bassins de Çınarcık à l'Est et de Tekirdağ à l'Ouest dont il est séparé respectivement par les hauts topographiques du Eastern High et Western High. Le bassin, long de 22 km et large de 16 km, est le deuxième bassin par sa taille de la Mer de Marmara. Il est caractérisé par l'emboîtement de deux pull-apart dans une structure en « rift-in-rift » (Armijo et al., 2002, 2005; Pondard, 2006) dénommés outer pull-apart et inner pull-apart (Fig. 2.10).

Le inner pull-apart, long de 13 km et large de 7 km est considéré comme un pull-apart classique avec une forme losangique entre deux segments décrochants séparés de 4 km (Pondard, 2006). Ses bords Nord et Sud sont délimités par des failles normales en échelon longues de 1 à 3 km signalant une extension dans la direction NE/SO indiquant la dominance du mouvement décrochant dextre (Fig. 2.10, Armijo et al. 2005). Le bassin est rempli par 6 km de hauteur de sédiments (Uçarkuş, 2010).

Le bassin externe est lui aussi délimité par des failles normales de direction d'écartement NE/SO. Ces failles sont à la base d'escarpements de 1 km de haut érodés et drainés par des vallées sous-marines Pondard (2006).

Le Pichon et al. (2001) a quant à lui interprété le inner pull-apart comme une structure en fleur inversée évoluant par rotation anti-horaire où les failles normales ne seraient plus actives. Néanmoins la grande épaisseur de sédiments ainsi que les vitesses de glissement le long de failles normales (1 à 6 mm/an) semblent indiquer le contraire.

2.1 La Mer de Marmara : Présentation de l'objet

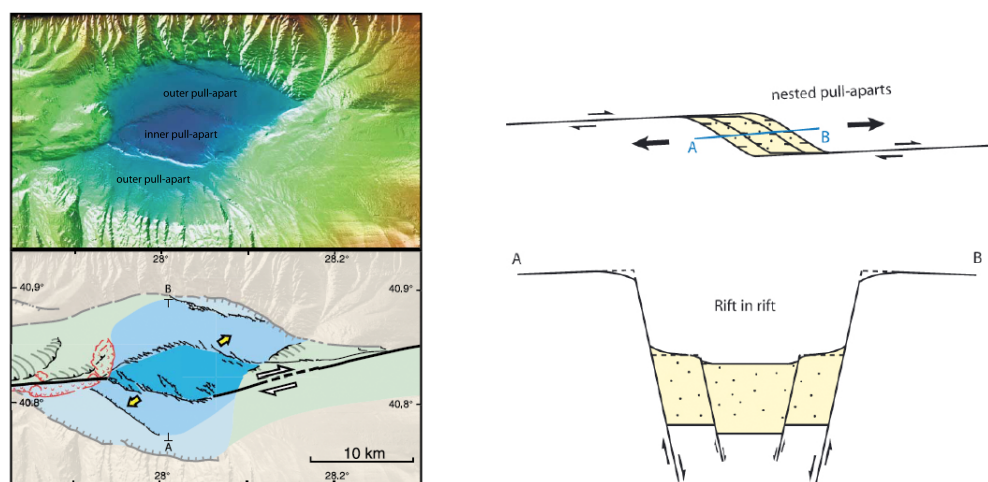


FIG. 2.10 – Tectonique du bassin Central et éléments constitutifs (repris de Armijo et al. 2002). La deuxième figure représente l'explication d'un phénomène de « rift-in-rift » (repris de Pondard 2006)

Le Bassin de Çınarcık constitue le plus grand des trois bassins de la partie nord de la Mer de Marmara. Il est long de 50 km, large de 18 km, profond de 1270 m et est bordé à l'Est par le golfe d'Izmit et à l'Ouest par le haut topographique du Eastern High qui le sépare du Bassin Central. De larges escarpements, coupés par des canyons de direction N/S, le limitent par le Nord et par le Sud. La trace d'une ancienne rivière à méandres provenant de la plate forme sud est visible. Elle pourrait constituer le lit d'une rivière alimentant la bassin lorsque la Mer de Marmara était un lac.

Le segment le plus actif de la Faille Nord Anatolienne borde la partie Nord du bassin et se situe à la base d'un escarpement long de 40 km et haut de 1000 mètres formé par les séismes répétés (Armijo et al., 2002). La direction générale de la bordure nord du bassin est N110 mais peut être divisée en deux segments de la FNA délimités par un coude (40.872°N ; 28.877°E) de la faille (Armijo et al., 2002). À l'Est de ce coude la direction du segment est N120 et connecte le segment d'Izmit à l'Est. Sur ce segment la faille est en échelon indiquant un processus de décrochement associé à un mouvement extensif (Armijo et al., 2002). Au niveau de la terminaison Est un glissement de terrain a également été observé (Le Pichon et al., 2001).

Le segment situé à l'Ouest du coude présente deux traces de failles séparées d'environ 2 km sur 12 km (Armijo et al., 2005). L'une des traces est purement décrochante, l'autre principalement extensive indiquant le possible partitionnement du glissement où le mouvement oblique serait accommodé par deux failles parallèles en surface. Le segment décrochant a une direction N90 et se connecte à la partie est du Bassin Central. Une ride décalée y a d'ailleurs été observée (Armijo et al., 2002). Le bassin est rempli par 6 km de sédiments (Carton et al., 2007)

La partie sud du bassin de Çınarcık est moins escarpée, plus irrégulière et est bordée par le Southern Çınarcık Segment de direction N100. Ce segment est extensif (Parke et al., 1999). Une série de failles en échelon sont également visibles au SE (Fig. 2.11, Armijo et al. 2002).

Un système en transtension semble gouverner la tectonique actuelle du bassin entre deux segments décrochants (Izmit et segment à l'Ouest du coude).

2.1 La Mer de Marmara : Présentation de l'objet

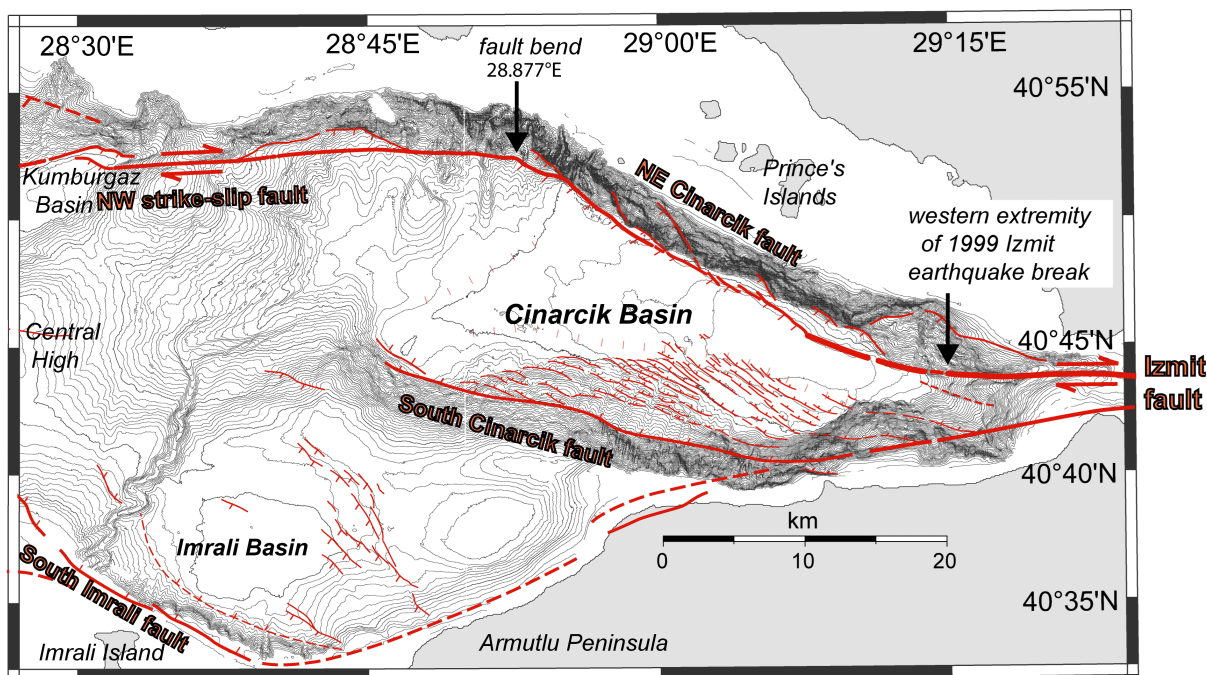


FIG. 2.11 – Tectonique du bassin de Çınarcık (repris de Armijo et al. 2002; Carton 2005).

2.1.5 Une porte entre la Mer Noire et la Mer Méditerranée

La Mer de Marmara connecte la Mer Noire à la Mer Egée au travers de deux détroits peu profonds : le détroit du Bosphore et le détroit des Dardanelles (respectivement 45 m et 80 m de profondeur, Fig. 2.1). À courte échelle de temps, les variations du niveau marin sont contrôlées par les changements climatiques et ont modifié la nature des connexions entre les trois mers. Durant les périodes glaciaires, les hauteurs d'eau de la Mer Egée et de la Mer Noire restent en-dessous de la profondeur des détroits et isolent les Mers de Marmara et Noire qui deviennent de grands lacs saumâtres (Ryan et al., 1997; Aksu et al., 1999). Lors des périodes interglaciaires, le niveau global marin remonte et les trois mers peuvent être à nouveau reconnectées instaurant un système de flux à deux couches au niveau du bassin de Marmara (Beşiktepe et al., 1994). Les sédiments qui se déposent au niveau des bassins de la Mer de Marmara enregistrent de manière très sensible ces échanges. Par des mesures de $\delta^{18}O$ sur des spéléothèmes localisés dans une grotte au niveau de la Mer Noire et pouvant enregistrer toutes les variations des eaux de surface de cette dernière, Badertscher et al. (2011) a pu déterminer que 12 reconnections entre la Mer Noire et la Mer Egée avaient eu lieu sur les derniers 670 000 ans. La dernière reconnexion date de 9.4 kyr BP (Çağatay et al., 2000; Major et al., 2006; Vidal et al., 2010; Badertscher et al., 2011). À l'échelle des temps géologiques c'est cependant la tectonique qui contrôle la dynamique des connexions au niveau du détroit des Dardanelles (Yaltirak and Alpar, 2002).

Depuis la dernière reconnexion, un système permanent de flux d'eau à deux couches s'est mis en place dans la Mer de Marmara (Fig. 2.12) caractérisé par un flux de direction S/SO provenant de la Mer Noire et une flux contraire de direction NE provenant de la Mer Egée. Ces deux courants ont des caractéristiques très différentes. En effet, comme l'hydrologie de la Mer Noire est dominée par les apports des grands fleuves européens (Badertscher et al., 2011), le flux entrant en Mer de Marmara en provenance de la Mer Noire présente une salinité assez faible (de

2.1 La Mer de Marmara : Présentation de l'objet

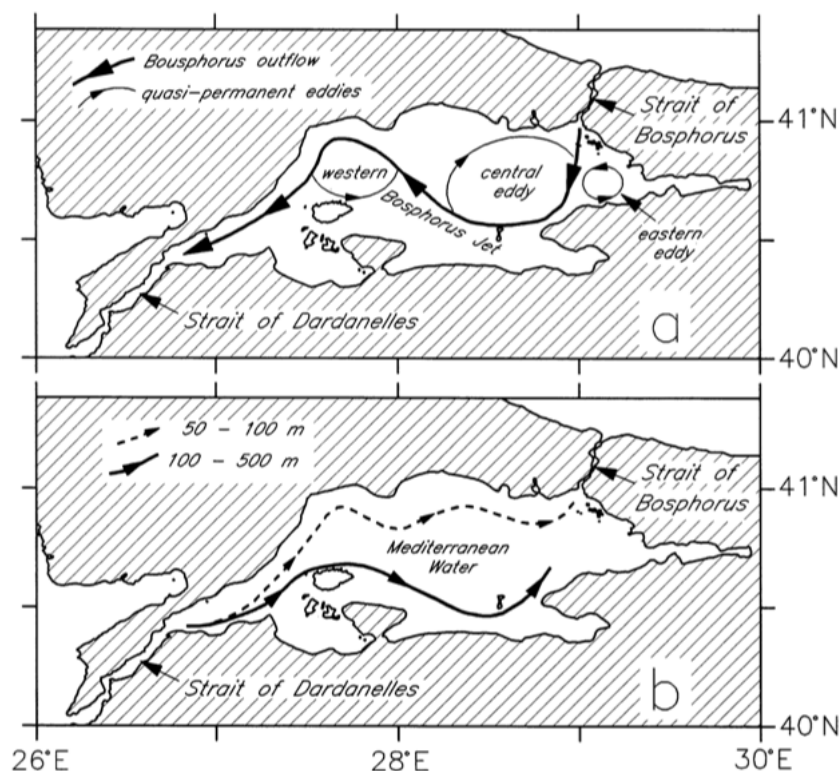


FIG. 2.12 – Modèle en flux à deux couches dans la Mer de Marmara. Repris de Beşiktepe et al. (1994)

l'ordre de 20‰) et une température comprise entre 5 et 10 °C (Çağatay et al., 2000; Aksu et al., 2002a). Au contraire, le flux provenant de la Mer Egée présente une salinité plus importante (39‰) et une température plus élevée comprise entre 15 et 20°C (Çağatay et al., 2000; Aksu et al., 2002a). De plus, la vitesse du courant en provenance du détroit du Bosphore est plus rapide (10 à 30 cm/s) que le flux provenant du détroit des Dardanelles (5 à 25 cm/s) (Aksu et al., 2002a). La vitesse dans les détroits est de 50 à 300 cm/s dans le détroit des Dardanelles et de 20 à 150 cm/s dans le détroit du Bosphore (Ozsoy et al., 1998). Enfin, Le débit annuel provenant de la Mer Noire est de $600 \text{ km}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ tandis que le débit annuel de la mer Egée est deux fois moindre (Ozsoy et al., 1998).

Du fait de sa faible salinité, le courant de la Mer Noire ne circule que sur les premiers 100 m de profondeur de la mer de Marmara tandis que le courant provenant de la Mer Egée plonge sous le premier (Aksu et al., 2002b). La pycnocline résultante a été positionnée à 25 m de profondeur (Unluata et al., 1990; Ergin et al., 1997; Çağatay et al., 2000; Vidal et al., 2010). Sous cette limite, l'oxygène dissous diminue de 7 mg/L à 1 mg/L (Çağatay et al., 2000).

Dans le cadre de notre étude, les carottes n'échantillonnent qu'au maximum les derniers 10 000 ans de l'enregistrement sédimentaire des différentes connexions. Afin de mieux contraindre l'état hydrologique actuel ainsi que les possibles variations associées à la reconnexion, nous allons à présent détailler l'histoire de cette dernière reconnexion à partir de 25 kyr BP (Fig. 2.13).

2.1 La Mer de Marmara : Présentation de l'objet

Histoire de la dernière reconnexion depuis 25 kyr BP

- **Entre 25 à 18 kyr BP** peu de variations sont enregistrées et la Mer de Marmara est dans un état hydrologiquement stable. Le calcul du $\delta^{18}O$ sur des ostracodes indique que la Mer Noire se déverse en Marmara (Vidal et al., 2010),
- **Entre 18 et 16 kyr BP** le $\delta^{18}O$ des ostracodes chute brutalement indiquant une fonte importante des glaciers en Eurasie (appelé événement de Heinrich) (Bahr et al., 2005; Major et al., 2002). La Mer Noire et la Mer de Marmara sont connectées entre elles,
- **Entre 16 à 12.8 kyr,**
 - *entre 16 et 14.7 kyr BP* le climat est chaud et humide (pré Bølling-Allerød période) (Tzedakis et al., 2004) accentuant le ratio évaporation sur précipitation. La mer de Marmara est toujours un lac (McHugh et al., 2008) et le $\delta^{18}O$ des ostracodes de la Mer Noire est identique à celui de la Mer de Marmara indiquant une connexion entre les deux mers (Vidal et al., 2010) et augmente jusqu'à 14.7 kyr BP. Cette augmentation et cette valeur identique de rapport isotopique entre les deux mers sont expliquées par une augmentation des précipitations régionales et où l'échange existant entre les Mers Noire et de Marmara permet d'homogénéiser la valeur du δ entre ces deux bassins (Vidal et al., 2010).
 - *14.7 kyr BP* correspond à la première reconnexion marine de la Mer Egée en Mer de Marmara marquée par une augmentation du Sr (Vidal et al., 2010). Cette incursion a également été prédite dans les modèles climatiques régionaux de variation du niveau marin (Lambeck et al., 2007).
 - *entre 14.7 et 12.8 kyr BP*, l'influence des deux Mers en Mer de Marmara est indiquée par la présence d'ostracodes saumâtres. Cette salinification du bassin est progressive et graduelle (sur 1 kyr) (Çağatay et al., 2000) car la Mer Noire se déverse également dans la Mer de Marmara avec un flux d'eau important (Vidal et al., 2010).
- **La période 12.8 kyr BP à 11.5 kyr BP** correspond au Younger Dryas caractérisé par une diminution des températures (Sperling et al., 2003; Vidal et al., 2010). L'évaporation diminue et la Mer de Marmara présente une forte augmentation de matière organique d'origine terrestre (Sperling et al., 2003). Major et al. (2006) and Eriş et al. (2007) ont montré que les eaux de la Mer Noire atteignent un haut niveau et que la connexion avec la Mer de Marmara perdure.
- **À partir de 11.5 kyr BP jusqu'à 9.4 kyr BP** la salinité des eaux de surface augmente de manière très importante et la Mer Noire a une très faible influence sur l'hydrologie de la Mer de Marmara (Vidal et al., 2010). De plus, l'étude de carottes en Mer Noire montre l'influence de changement de sources approvisionnant le bassin sans trace d'influence marine (Major et al., 2006)
- **de 9.4 kyr à aujourd'hui** la reconnexion de la Mer Noire est observée par l'augmentation du Sr et par le changement d'assemblage des mollusques (Sperling et al., 2003; Bahr et al., 2005; Major et al., 2006).

Pour conclure cette partie, deux unités stratigraphiques sont généralement observées pour la période Holocène :

- une unité marine composée d'une faune de type méditerranéen euryhalin, de foraminifères, d'oursins (echinodermes) ainsi que de deux couches de sapropèles,

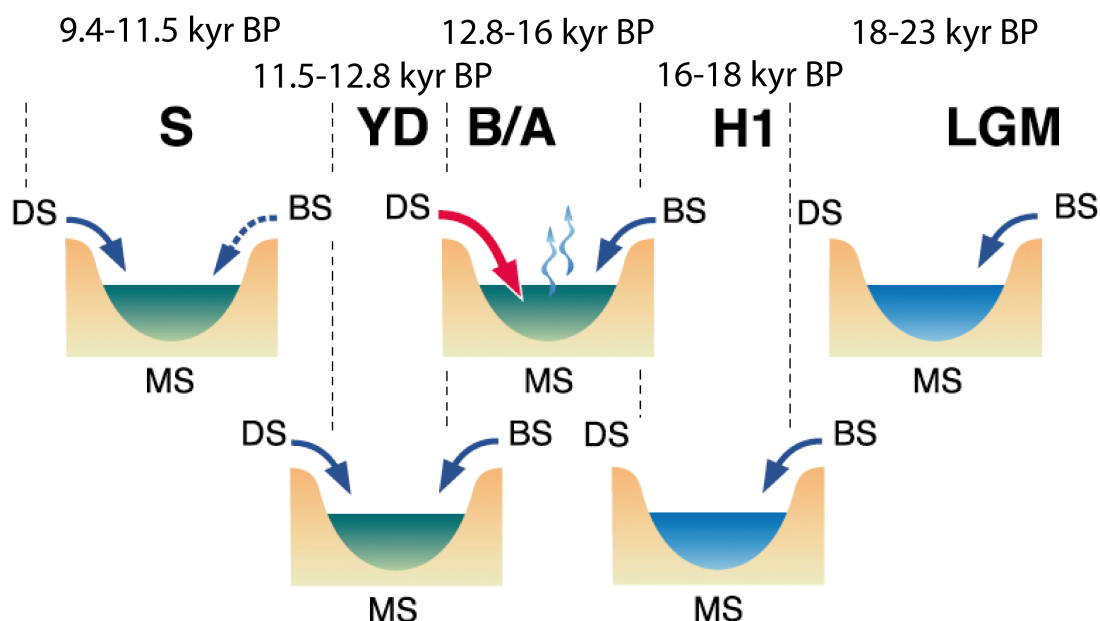


FIG. 2.13 – Résumé des différentes étapes de connexions entre les Mer Noire, de Marmara et Egée (repris de Vidal et al. 2010)

- une unité lacustre constituée de boues laminées et d'une faune typique de la Mer Noire.

L'étude des variations des différentes connexions apporte des connaissances sur les changements environnementaux qui ont lieu au niveau de la Mer de Marmara. Ces changements environnementaux peuvent avoir une signature dans les assemblages de la minéralogie magnétique ou être à l'origine de dépôts sapropéliques.

Dans la partie suivante nous allons détailler le socle de connaissance nécessaire à avoir afin d'étudier les carottes de la Mer de Marmara selon les différents thèmes abordés. Nous présenterons tout d'abord les différents types de dépôts qui peuvent être enregistrés dans des sédiments marins puis discuterons du phénomène de diagenèse et de formation de sapropèles.

2.2 Etat des connaissances

2.2.1 Sédimentation sous-marine : différents processus de dépôt

La sédimentation des particules en milieu marin peut s'effectuer selon deux processus : **la décantation** où la vitesse de chute de la particule dépend de la loi de Stokes, des courants et de la salinité et **les écoulements gravitaires** où le transport et dépôt du sédiment se fait essentiellement par la gravité. C'est ce dernier processus qui est le moteur principal du transport sédimentaire sous-marin (Bearman and Team, 1989) et auquel nous allons nous intéresser dans le cas de l'observation de la sédimentation associée aux tremblements de terre. Ces dépôts événementiels sont susceptibles de contribuer de manière significative au remplissage des bassins sédimentaires (Canals et al., 2004) et peuvent être occasionnés et enregistrés dans un bassin dès que le séisme atteint une magnitude de moment de 5 ou 6, ou une intensité supérieure à VI (Inouchi et al., 1996; Jibson, 1996).

Les dépôts événementiels peuvent s'exprimer sous deux formes dans les sédiments qui les enregistrent (Chapron et al., 1999; Beck, 2009) :

- sous forme de perturbations directes ou *in situ* définies comme une déformation au sein même du sédiment formées dans notre cas par l'onde sismique,
- sous forme de perturbations indirectes définies comme un remaniement gravitaire incluant l'apport de matériel étranger.

Quel que soit le type de perturbations, ces dernières peuvent toutes être identifiées et caractérisées par différentes mesures de granulométrie, de susceptibilité magnétique, de géochimie ou d'imagerie.

2.2.2 Les perturbations directes, in-situ

Les liquéfactions, les structures de boudinage, de "ball and pillow" ou les slumps appartiennent aux perturbations dites directes. Ce sont des structures de déformation qui se situent à l'intérieur même du sédiment. Nous allons les présenter succinctement.

Les liquéfactions sont le résultat de la vibration des sédiments lors du passage des ondes d'un tremblement de terre de magnitude élevée (M 5.5 - 6) (Rodríguez Pascua et al., 2003; Obermeier et al., 2005). Les liquéfactions sont définies comme la transformation d'un matériel saturé en eau à un solide dans un état liquéfié suite à l'augmentation de la pression de fluide. La contrainte cisailante qui est à l'origine des liquéfactions sismiques (Figure. 2.2.2) est reliée à la propagation des ondes sismiques au travers de la colonne sédimentaire (Obermeier et al., 2005). Elles correspondent à une perte de résistance dans le matériel non cohésif lorsque l'augmentation de la pression interstitielle devient égale ou supérieure à la charge lithostatique (Chapron et al., 1999).

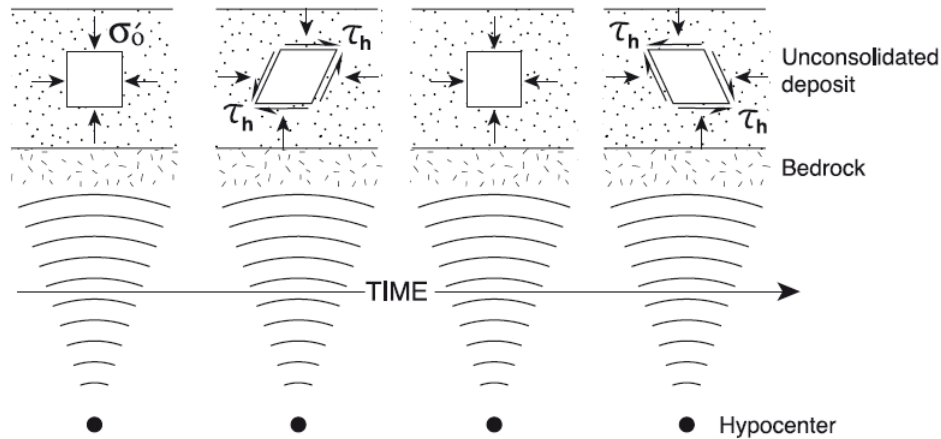


FIG. 2.14 – Schéma en coupe expliquant le processus de formation des liquéfactions associées au passage d'une onde sismique en fonction du temps et de l'énergie de propagation de l'épicentre à la colonne sédimentaire. σ'_0 représente la contrainte initiale associée à la surcharge verticale et τ_h la contrainte cisailante horizontale associée au passage de l'onde sismique. Repris de (Obermeier et al., 2005)

Les liquéfactions sont favorisées par (Chapron et al., 1999; Obermeier et al., 2005) :

- la granulométrie (les sables fins facilitent la formation),
- la faible cohésion des sédiments,
- le taux de sédimentation,
- les propriétés des séismes (foyer, magnitude),
- la saturation en eau

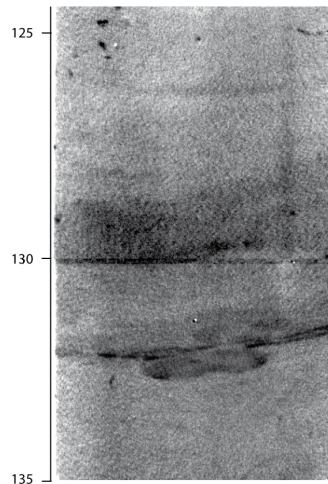


FIG. 2.15 – Image de liquéfaction présente dans la carotte Klq04 à 130 cm de profondeur du tronçon 2.

Les boudinages correspondent à des lamines de sédiments fortement resserrées par endroits (Figure 2.16). Ils apparaissent sous un champ de contrainte extensif relié au glissement des failles principales d'un bassin à la suite de plusieurs chocs sismiques mineurs sur des sédiments

laminés plus ou moins lithifiés (Calvo et al., 1998; Rodriguez-Pascua et al., 2000).

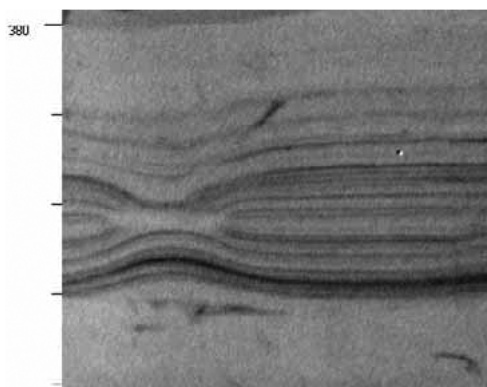


FIG. 2.16 – Image au rayon X d'une structure de boudinage présente dans la carotte MD2431 située au niveau du Bassin Central. L'image est reprise de Beck et al. (2007)

Les slumps sont des mouvements de masses sédimentaires cohérentes sur une surface basale cisailante nette (généralement un plan de stratification), limités par des plans de rupture distincts (Mulder and Cochonat, 1996). Ils sont généralement définis comme un cisaillement rotationnel (le rapport entre la profondeur et la longueur du glissement est supérieur à 0.33) (Skempton and Hutchinson, 1969; Mulder and Cochonat, 1996) et se caractérisent par une couche de silt oblique sans propriété particulière (susceptibilité magnétique, géochimie) (Schnellmann et al., 2002; St-Onge et al., 2004). Ces déplacements sont d'étendue limitée.

Lorsque la déformation devient suffisamment importante, avec notamment une liquéfaction partielle de la masse par des pressions de fluide interstitiel élevées, la masse de sédiments quitte le domaine des slides/slumps et se transforme en coulée de débris (Mulder and Cochonat, 1996).

Sept critères ont été proposés pour relier une perturbation directe à un tremblement de terre (Chapron et al., 1999) :

- la proximité d'une zone sismiquement active (séisme de magnitude de moment de 5 minimum ou intensité VI),
- la présence de matériel non cohésif et donc liquéfiable,
- la présence de structures internes dans les niveaux perturbés pouvant suggérer une liquéfaction,
- la limitation à un seul niveau stratigraphique des déformations,
- la similarité avec les structures décrites suite à des événements historiques,
- la corrélation à l'échelle du bassin sédimentaire de ces niveaux perturbés,
- l'absence d'influence de la pente, de remaniements gravitaires, ou de processus biologiques.

Calvo et al. (1998); Rodriguez-Pascua et al. (2000) ont également discuté de l'apparition de ces perturbations directes en lien avec une magnitude de moment minimum pour les tremblements de terre. Ils ont conclu que ces structures apparaissent dès que le séisme atteint une magnitude minimum de 5.

2.2.3 Les perturbations indirectes

Les perturbations indirectes sont associées aux processus de remaniement gravitaires (glissement de terrain, etc.) provoqués notamment au passage d'une onde sismique ou à un tsunami (Chapron et al., 1999). Parmi ces perturbations on compte les dépôts chaotiques, les homogénites et les turbidites. Les deux dernières sont différenciables par leurs propriétés texturales et structurales (Sturm et al., 1995).

Les dépôts chaotiques

forment des dépôts fortement perturbés et constitués de sable et de silt sans structure sédimentaire.

Les homogénites

ont été pour la première fois décrites par Kastens and Cita (1981) et sont le seul des processus gravitaires automatiquement associés à un tremblement de terre ou à un tsunami. Elles sont composées de trois unités granulométriques (Figure 2.18) :

- la première est constituée de particules grossières (sables ou silt) formant la base érosive de la structure,
- la seconde est une unité silteuse et argileuse homogène en contact avec la base érosive et contenant quelques débris organiques. Cette partie forme le corps de l'homogénite et est sa caractéristique principale : la granulométrie, la susceptibilité magnétique et la géochimie y sont constantes,
- la troisième constituant le haut de la structure finement argileuse et sans structures sédimentaires.

Une homogénite se forme sous l'action combinée d'un glissement gravitaire et d'une oscillation (Beck et al., 2007; Beck, 2009) et cela en plusieurs étapes :

1. Le séisme a lieu et occasionne une déstabilisation des pentes,
2. un écoulement gravitaire se déclenche sous la forme d'un courant de turbidité dont les sédiments les plus gros se déposent en premier au fond du bassin
3. l'oscillation de la colonne d'eau empêche une décantation classique des sédiments et homogénéise le dépôt des sédiments.

Une homogénite apparaît donc avec un faciès transparent sur les profils sismiques (Figure 2.17, Kastens and Cita 1981).

2.2 Etat des connaissances

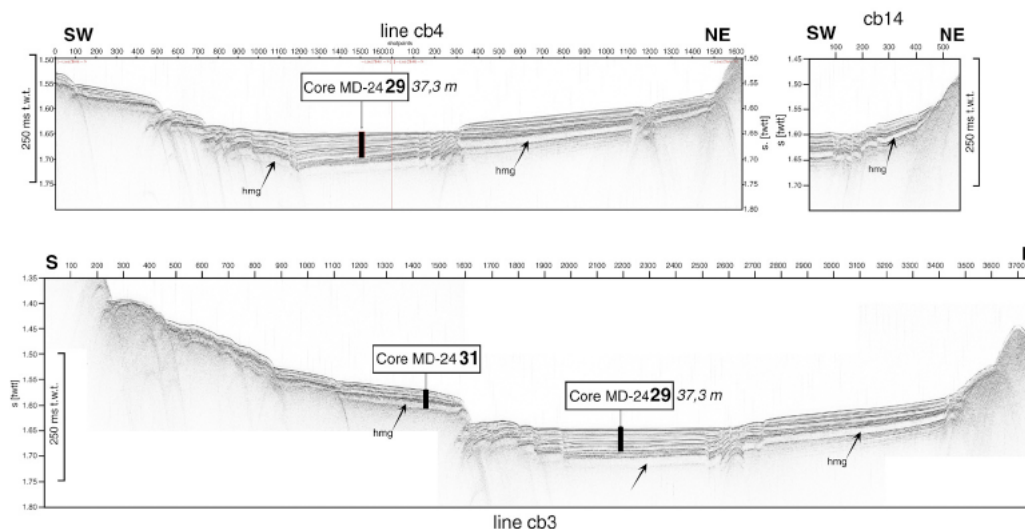


FIG. 2.17 – Profil sismique du bassin central de la mission Marmascars 2002. 3.5kHz Ligne CB3. Une homogénéité y est apparente (indiquée avec Hmg). Image reprise de Beck et al. (2007); Pondard (2006)

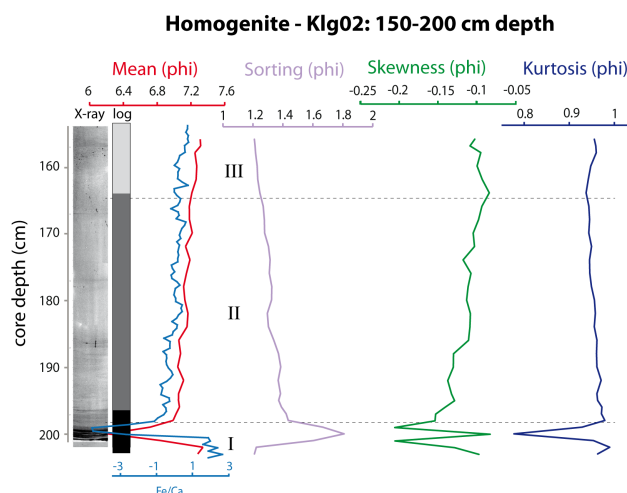


FIG. 2.18 – Exemple de la structure d’une homogenite sur une des carottes (Klg02) étudiée durant la thèse. Le log de la carotte est représenté à gauche, suivi de la granulométrie et du rapport Fe/Ca. La base érosive (1) est caractérisée par un pic de sable et un pic du classement. La base est surmontée du corps de l’homogenite (2) défini par une homogénéité de la granulométrie. Enfin, le haut de la turbidite (3) est caractérisé par une augmentation de la quantité d’argiles.

Les turbidites

Les turbidites ont été associées pour la première fois à un tremblement de terre suite au séisme de 1929 de Grand Banks au Canada (Heezen and Ewing, 1952). Elles ont une signature granulométrique bien distincte des homogenites (Figure 2.19, Sturm et al. 1995). Leur dépôt est constitué d’une base érosive (généralement sableuse) surmontée de silt et argiles dont la taille décroît régulièrement et contenant des coquillages de zones peu profondes (Sturm et al.,

1995). Chaque turbidite est constituée de deux parties. Une partie dite allochtone (sédiments qui proviennent de différents types d'apports extérieurs au bassin (éoliens, gravitaires, ruissellement)) constituant la première couche au-dessus de la base érosive de l'événement et constituant la suite de l'apport sédimentaire externe. L'autre partie est dite autochtone (les sédiments se sont formés sur place sans apport extérieur (décomposition de la matière organique, minéraux authigènes)). L'apport autochtone provient principalement de la remise en suspension des sédiments les moins cohésifs déposés avant le passage de la turbidite et se retrouvent mélangés au corps de la turbidite.

Elles se déposent en l'espace de quelques heures à quelques jours et leur épaisseur peut varier de quelques centimètres à plusieurs mètres (Foucault and Raoult, 2005). La séquence turbiditique de Bouma (Bouma et al., 1962) décrit une séquence turbiditique complète. Elle est constituée de 5 faciès ayant un granoclassement normal de la base au sommet (Figure 2.20).

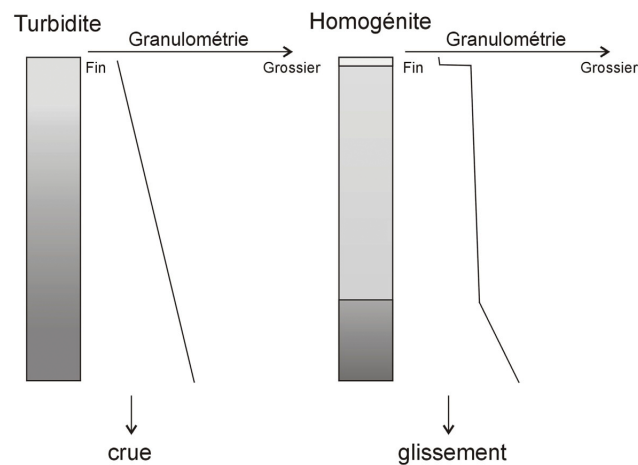


FIG. 2.19 – Différenciation granulométrique entre une homogénite (à droite) et une turbidite (à gauche). Cette figure a été reprise de Bertrand (2005).

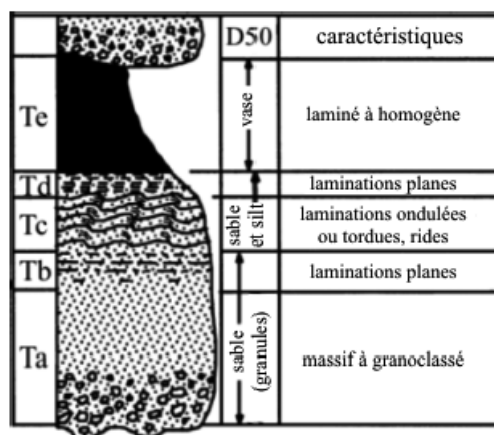


FIG. 2.20 – Séquence turbiditique de Bouma.

Cette turbidite parfaite n'est cependant que rarement retrouvée dans son entier (Boutareaud, 2003) et le fait de ne pas la retrouver entièrement est un critère de reconnaissance de sismoturbidites (Nakajima and Kanai, 2000). Après ce dépôt événementiel, la sédimentation hémipélagique peut reprendre.

Contrairement aux homogénites, les dépôts turbiditiques peuvent provenir de nombreux phénomènes (Adams, 1990; Goldfinger et al., 2003; Goldfinger, 2011) :

- les ondes de tempête,
- les grands tremblements de terre,
- les tsunamis,
- l'instabilité de pente associée à une mise en charge sédimentaire dans une pente ou un talus,
- les glissements (de tout ou partie d'un prisme d'accrétion, aériens ou sous-marins),
- les éruptions volcaniques,
- les courants hyperpycniaux de crues

Les courants hyperpycniaux sont des courants où la masse d'eau est chargée en sédiments en suspension dont la densité est supérieure à celle de l'eau (Mulder et al., 2003). Ces courants correspondent à des écoulements associés à des rivières en crue (Mulder et al., 2003). Elles se distinguent facilement des sismoturbidites en milieu marin (Nakajima and Kanai, 2000; Mulder et al., 2003) par leur variation granulométrique (plus de fluctuations dans une sismoturbidite), le nombre de sources sédimentaires (par exemple la rivière est la source du courant hyperpycnal), les structures sédimentaires (plus régulières dans les courants hyperpycniaux).

Critères de reconnaissance des sismoturbidites De manière générale, il existe différentes méthodes et tests pour distinguer une turbidite associée à un tremblement de terre d'une autre turbidite. En paléosismologie deux tests peuvent être utilisés :

1. **le test de la synchronicité**, où l'étendue spatiale de la turbidite au travers du bassin est analysée. Une sismoturbidite a en général une étendue beaucoup plus importante qu'une turbidite provenant d'un autre phénomène et son dépôt est synchrone dans tout le bassin
2. **le test sédimentologique** où la signature des faciès et événements est analysé afin de corrélér stratigraphiquement les dépôts individuels. Les dépôts sédimentaires associés aux tremblements de terre peuvent être différenciés des autres processus de dépôt cités plus haut. Ils ont en effet une signature spécifique dans les paramètres qui définissent et décrivent les turbidites (Gorsline et al., 2000; Nakajima and Kanai, 2000; Shiki et al., 2000; Beck et al., 2007; McHugh et al., 2011).

Nous allons consacrer le paragraphe suivant à décrire ces différents critères de reconnaissance. Ils sont importants car permettent de valider les deux tests constituant la base de la démarche d'étude de paléosismologie marine.

Le premier paramètre de distinction des sismoturbidites est le volume de sédiments mobilisé qui peut être quatre à cinq fois plus important pour une sismoturbidite que pour une turbidite classique (Gorsline et al., 2000). Ce sont néanmoins les paramètres granulométriques qui constituent la base de la reconnaissance d'une sismoturbidite. Nous allons à présent les décrire puis expliquer les différents mécanismes expliquant leur formation.

Caractéristiques granulométriques Une sismoturbidite est tout d'abord caractérisée par la co-déposition des sables, silt et argiles (Shiki et al., 2000). Ce dépôt amalgamé comprend des séquences de structures irrégulières, des fluctuations de la granulométrie ainsi que des changements de composition abrupts et variables entre chaque étape de l'événement (Nakajima and Kanai, 2000). Un événement est généralement caractérisé par (1) une base érosive de forme plus ou moins ondulée (Figure 2.21, Nakajima and Kanai 2000; Shiki et al. 2000; Beck et al. 2007), (2) une structure des sédiments préservée et sans trace de bioturbation, (3) la présence de débris organiques et de foraminifères calcaire indiquant une provenance des sédiments de niveaux peu profonds (Shiki et al., 2000; Beck et al., 2007) et (4) une quantité d'argiles importante sur l'épaisseur de la turbidite (Shiki et al., 2000).

La granulométrie d'une turbidite formée par le passage d'une onde sismique se présente

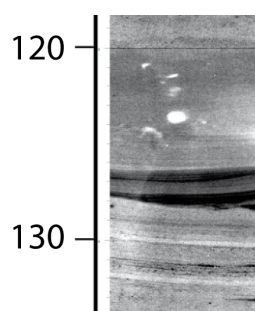


FIG. 2.21 – Exemple de base érosive présente dans la carotte Klg03 à 130 cm de profondeur.

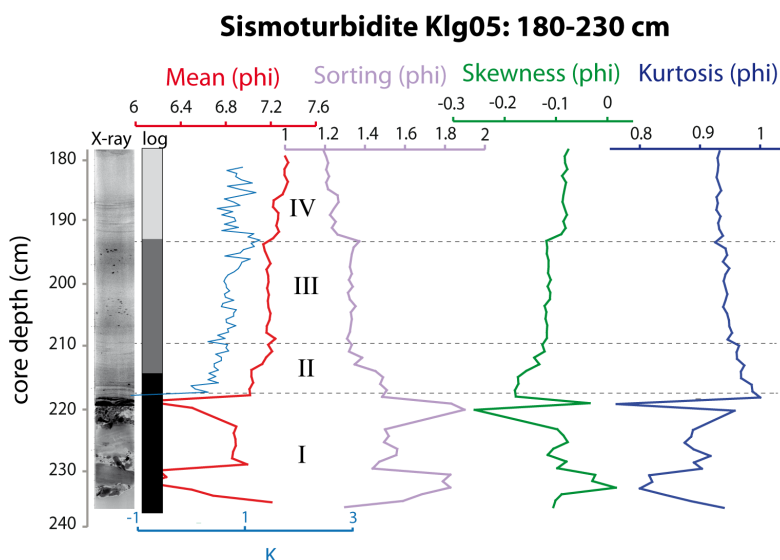


FIG. 2.22 – Exemple de variation granulométrique d'une sismoturbidite. Les variations au sein de l'événement se font par paliers.

généralement sous forme de deux couches (two layers flow) (Shiki et al., 2000) : une couche sableuse formant la base érosive de la turbidite et une couche plus silteuse de grande épaisseur (quelques centimètres jusqu'à 20 cm Nakajima and Kanai 2000) et avec de nombreuses fluctuations. De la base érosive, constituée de grains de sable grossiers, la granulométrie décroît

de manière plus ou moins graduelle jusqu'en haut de la turbidite (Nakajima and Kanai, 2000; Shiki et al., 2000). À chaque transition, la distribution granulométrique change très rapidement (Shiki et al., 2000).

Le lit caractérisant la base de l'événement voit son pourcentage de sable augmenter très rapidement et est suivi de silt en laminations croisées (Tc de Bouma) puis de sable en laminations parallèles (Tb) (Nakajima and Kanai, 2000). La base du lit présente également des laminations distordues contenant des petits galets et graviers mélangés au sable (Shiki et al., 2000). Les laminations sableuses et silteuses sont inclinées de manière aléatoire et discontinue (Shiki et al., 2000). En dessous de chaque lit sableux, le pourcentage de sable décroît ensuite rapidement. La quantité importante d'argile au sein d'une sismoturbidite est également grande. En effet, même au niveau de la couche sableuse où le niveau d'argile est normalement bas, les valeurs peuvent atteindre 10% de représentation sur la quantité totale. De plus, le contenu en argile augmente ensuite rapidement dans la partie basse de la sous-couche silteuse (de 20 à 25% du matériel total) (Shiki et al., 2000).

La distribution des sismoturbidites est parfois bimodale (Nakajima and Kanai, 2000; Shiki et al., 2000) avec une médiane qui varie entre 6.75 et 7.34 phi. La partie haute d'une sismoturbidite est quant à elle homogène et contient peu de sable (<1.2 % Nakajima and Kanai 2000). Ces niveaux présentent cependant de fortes teneurs en eau.

La distribution de taille grossière à fine dans les lits silteux est le résultat d'un classement lors de la déposition d'un flux en suspension combiné avec une contrainte cisailante au niveau du sol (Nakajima and Kanai, 2000). Les allures de contenu en sable et eau sont inversées, il y a une rupture distincte de granulométrie entre les couches ainsi que des changements abrupts de composition des sables avec des fluctuations tout le long de l'événement. Entre deux sous-couches, des intervalles très fins de sable sont présents. Les deux sous-couches ont une signature granulométrique distincte (Shiki et al., 2000) :

- marquée par un changement rapide au travers de petits intervalles
- par une distribution normale des sables fins dans la partie sableuse de la sous-couche et une non variation de la distribution modale des tailles dans les différents horizons
- dans les autres sous-couches, la distribution modale se décale vers les grains plus fins
- le décalage progressif vers les tailles plus fines granulométriques dans et au-dessus des petits intervalles tend à instaurer une distribution graduelle positive dans la partie inférieure de la couche de silt

Enfin, la présence (1) de petits échappement de fluide en "vein structure", (2) de structures en flaser bed indiquant un mouvement oscillant, (3) de ruptures horizontales et un déplacement vertical dans les veines, (4) les liquéfactions et (5) l'assemblage de tous ces paramètres sont également des indicateurs de reconnaissance de sismoturbidite (Beck et al., 2007).

Processus de formation La particularité du dépôt en deux sous-couches proposé par Shiki et al. (2000) peut être expliquée par la formation d'un courant dense à la transformation d'un slump en flux de densité puis en courant de turbidité (Nakajima and Kanai, 2000; Shiki et al., 2000). Ce courant de turbidité dense s'étale ensuite sur le bassin plat puis s'arrête rapidement formant ainsi une turbidite composée de deux parties :

1. un corps principal dense et sableux sans structure et dont la granulométrie change gra-

duellement (Figures 2.23, 2.19). Son dépôt est rapide associé au changement de pente important existant entre le plateau continental et le bassin. La composition des sables des turbidites suggère également que la source sédimentaire est un “mass failure deposit” (Nakajima and Kanai, 2000).

2. un nuage calme en suspension constituant la partie haute de la turbidite peu de temps après le dépôt sableux. Ce nuage peut couvrir une plus grande distance que le corps de la turbidite et se dépose en plus de temps. Le dépôt du nuage en suspension est constitué d’une distribution granulométrique en sous-couches silteuses. Les fluctuations du contenu en argile et la distribution granulométrique correspondent à une succession de turbidites boueuses non visible à l’œil nu ou alors correspondraient aux restes d’un nuage turbiditique inhomogène. Cela semble assez naturel si on considère qu’il y a un bon mélange entre les sables provenant de la côte et des boues provenant des pentes sous-marines (Shiki et al., 2000).

De plus Nakajima and Kanai (2000) explique que la distribution latérale du flux de débris est dominée par la quantité de boue dans les pentes.

Enfin, on peut distinguer les turbidites proximales des turbidites distales (Shiki et al., 2000; McHugh et al., 2011). Les turbidites distales sont généralement constituées de couches de silt sans pic de sable caractéristique. Elles pourraient correspondre au nuage supérieur d’un écoulement turbiditique.

Nous venons de décrire les différents paramètres de distinction d’une sismoturbidite sur la base des variations granulométriques. Ces derniers sont néanmoins insuffisants pour reconnaître sans ambiguïté les sismoturbidites (Masson et al., 2011). Il faut alors utiliser le critère de synchronicité des événements sur différents sites au travers d’une structure donnée pour enlever cette ambiguïté (Goldfinger, 2011). A cela s’ajoutent d’autres critères de reconnaissance tels (Jibson, 1996; Chapron et al., 1999) une large distribution spatiale des dépôts sédimentaires, une zone sismogénique proche ou encore le lien du dépôt avec un séisme connu (i.e. datation etc.) impliquant de travailler dans une zone avec une sismicité historique connue.

Enfin, ces dernières années plusieurs auteurs se sont attachés à étudier l’impact des tremblements de terre sur la sédimentation au niveau de la Mer de Marmara (McHugh et al., 2006; Sarı and Çağatay, 2006; Beck et al., 2007) comme nous allons le faire. Ils en ont conclu que la sédimentation y était principalement contrôlée par les tremblements de terre.

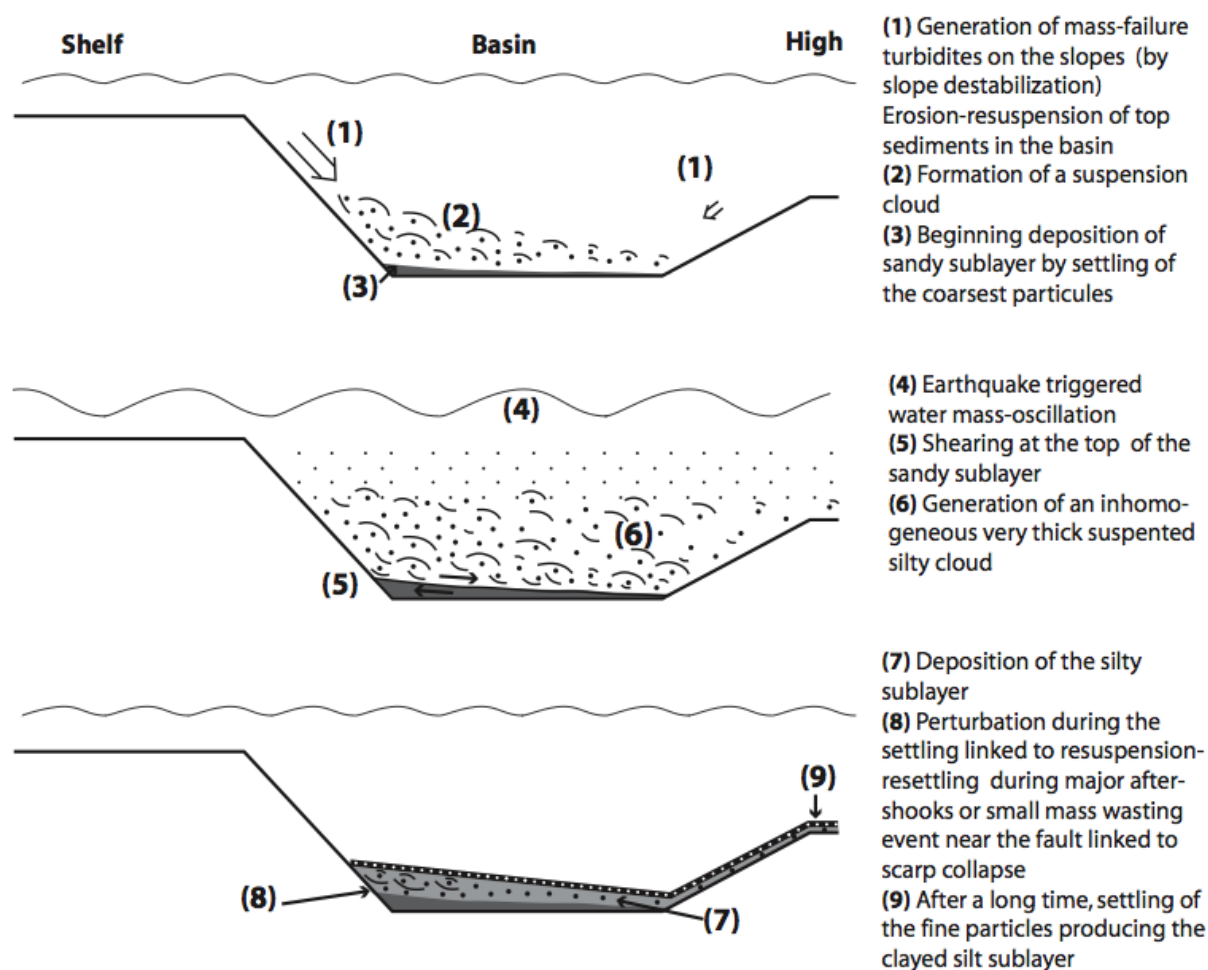


FIG. 2.23 – Modèle de déposition des turbidites avec classement granulométrique

2.2.4 La diagénèse et la formation de sapropèles

Lors des connexions entre les Mers Noire et Méditerranée, la mise en place de flux à deux couches en Mer de Marmara favorise la stratification verticale ainsi que la dégradation de la matière organique en milieu anoxique au niveau du fond marin. Dans la partie suivante nous allons discuter du phénomène de diagénèse et de la diagénèse précoce et notamment du point de vue de son expression magnétique. Nous discuterons ensuite de la formation des sapropèles et du lien pouvant exister entre leur formation et les processus de réduction magnétique. Ces notions seront par la suite utilisées dans l'étude paléomagnétique présentée au chapitre cinq.

La diagénèse

La diagénèse est un terme utilisé pour caractériser l'ensemble des processus responsables des changements géochimiques ou biologiques dans un sédiment suite à son dépôt (Berner, 1980). En milieu marin, elle décrit notamment les changements géochimiques ayant lieu lors du passage d'un milieu oxygéné à un milieu anoxique.

La diagénèse précoce correspond aux changements ayant lieu dans les sédiments pendant leur enfouissement jusqu'à quelques mètres de profondeur. Le signal n'y est pas affecté par des changements de température ou eustatiques mais par ceux associés à la compaction (perte en eau) et à la décomposition de la matière organique (Berner, 1980). Le processus de diagénèse précoce débute immédiatement après le dépôt des sédiments (Van Santvoort, 2004) et correspond dans le contexte riche en matière organique de la Mer de Marmara à une dissolution réductrice qui induit de forts gradients redox dans la colonne sédimentaire. Son moteur principal est la dégradation de la matière organique associée aux particules qui sédimentent.

La matière organique est décomposée par les bactéries en plusieurs étapes (Froelich et al., 1979; Çağatay et al., 2004). Avec la profondeur, les sédiments deviennent de plus en plus réduits et permettent de définir plusieurs zones (Berner 1980, Fig. 2.24) : oxique, sub-oxique, anoxique et méthanogénique où l'élément principal nécessaire à la respiration microbienne est modifié. Dans les zones oxique et sub-oxique, l'oxygène, présent à l'interface eau/sédiment grâce à l'activité des micro-organismes, est consommé par la respiration microbienne pour décomposer la matière organique. C'est la respiration aérobie. Lorsque l'O₂ n'est plus disponible après quelques centimètres de profondeur, les organismes utilisent d'autres sources d'éléments, comme les nitrates, le manganèse et le fer pour continuer à dégrader la matière organique. En zone sub-oxique, ce sont néanmoins les sulfates, présentant une très grande concentration dans les sédiments marins (Henrichs and Reeburgh, 1987), qui sont utilisés comme moteur principal de la respiration microbienne (Fig. 2.24). Ces réactions de sulfato-réduction vont d'autant plus dominer la dégradation de la matière organique lorsque les sédiments se situent dans des zones à forte productivité ou à faible concentration d'oxygène (Jørgensen, 1982). Sous cette zone, une zone de transition est atteinte (Sulfate-Methane-Transition) où les bactéries deviennent principalement méthanogènes et donc où le méthane domine la dégradation de la matière organique.

Le processus de réduction diagénétique précoce et la rapidité d'apparition de ce dernier dans les sédiments dépendent de plusieurs paramètres (Berner, 1970; Evans and Heller, 2003; Kasten et al., 2003; Çağatay et al., 2004) :

- **la quantité et le type de matière organique métabolisable** : Plus la quantité de matière organique métabolisable (sédiment marin) est importante plus la diagénèse sera poussée.
- **la vitesse de sédimentation** : Une vitesse de sédimentation élevée augmente l'advection dans les eaux interstitielles vers le fond marin et ralentit vers le bas (slowing down) les flux diffusifs dans les sédiments. Les sulfates sont plus rapidement consommés et l'expression de la diagénèse se situe à plus faible profondeur (Çağatay et al., 2004),
- **la quantité de Fer disponible** : La quantité de fer disponible est un facteur important, limitant la production de pyrite (FeS_2).
- **le flux de méthane** : Si du sulfate biogénique est présent cela peut accélérer la réaction de consommation des sulfates.

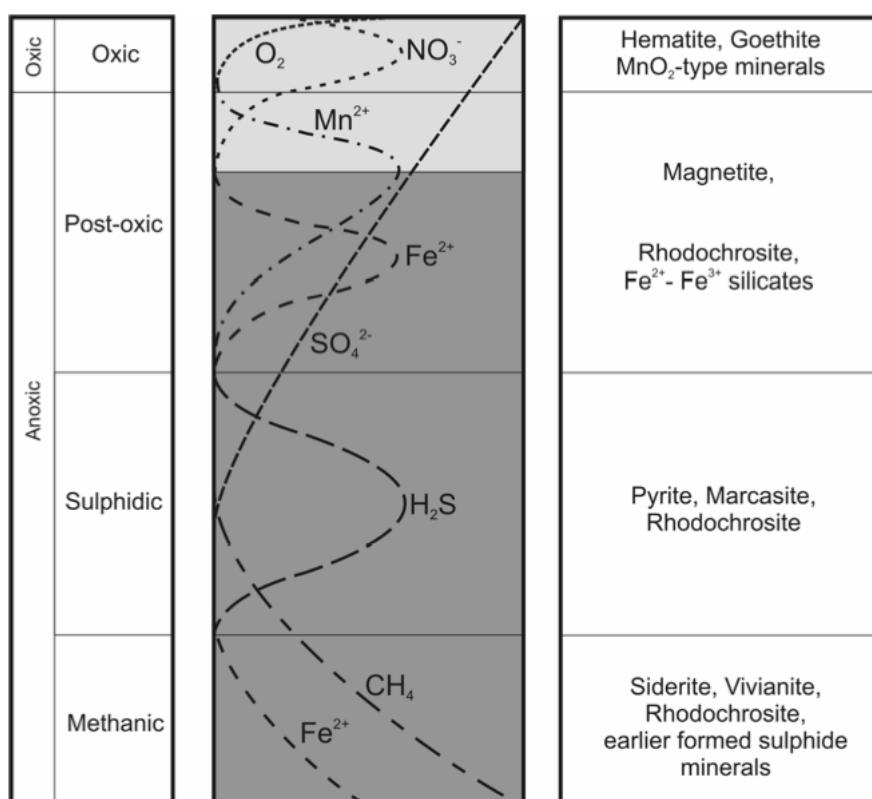


FIG. 2.24 – Etapes de réduction dans le cadre de la diagénèse précoce. Les variations en éléments chimiques concernent les fluides interstitiels. Image reprise de Jørgensen and Kasten (2006).

Ce processus implique donc une séquence d'oxydation microbienne, une interaction eau/sédiments et la formation de zones diagénétiques successives (Curtis et al., 1977; Froelich et al., 1979; Çağatay et al., 2004). Nous allons à présent voir le lien entre ces différentes zones et les variations du signal magnétique, donc de la minéralogie magnétique. Le processus de dissolution réductrice a, en effet, généralement un impact sur la minéralogie magnétique.

Dans les sédiments marins, la magnétite (Fe_3O_4) est le porteur principal du signal magnétique et est présente dans les particules détritiques ou comme inclusion dans les matrices siliceuses (Channell and Hawthorne, 1990). Le passage d'une zone oxicque à sub-oxique lors du processus de diagénèse précoce conduit à la dissolution réductrice de la magnétite détritique et à la

formation de nouveaux minéraux magnétiques authigènes. Lors de cette transition, le Fer des minéraux détritiques est réduit en Fer 2+ qui va à son tour réagir avec les ions sulfates (2-) produits par l'action biologique pour former des minéraux neutres dit "iron sulfides" tels la pyrite (Berner, 1980). En effet, la magnétite est très sensible à la présence de HS^- dans le milieu de dépôt. Dès que sa quantité devient supérieure à la quantité de Fer oxydant, la magnétite est dissoute pour former ces minéraux moins aimantés, se traduisant par une diminution importante du signal magnétique. Cette diminution est caractéristique de la phase dite de pyritisation. Cette pyritisation s'effectue en plusieurs étapes : (1) le Fer réduit réagit avec l' HS^- , des sulfures (comme la pyrrhotite ou la greigite) commencent à être formés (Berner, 1980), (2) ces phases intermédiaires vont ensuite se transformer en pyrite. La pyrite est le minéral magnétique le plus abondant en conditions anoxiques et est formée par dissolution des sulfures avec le Fer réduit. Le processus de diagenèse précoce, par l'altération des minéraux magnétiques, induit donc une modification du signal magnétique (Opdyke and Foster, 1970; Channell and Hawthorne, 1990). En effet, lors de la dissolution de la magnétite détritique ce sont les grains les plus fins, porteurs du signal magnétique, qui sont les premiers à être dissous (Channell and Hawthorne, 1990). Cela conduit à une chute du signal de l'aimantation dans les sédiments marins. Des données d'extraction de minéralogie magnétique couplées à des mesures de susceptibilité magnétique en chauffe, permettant de caractériser les proportions relatives entre les oxydes et les sulfures (De Boer and Dekkers, 1998), ont permis à Channell and Hawthorne (1990) de montrer que les sulfures de fer se forment tout au long du processus de diagenèse. Ils ont de plus suggéré que ces sulfures se forment et remplacent la magnétite dissoute.

Les sapropèles

Les sapropèles sont des sédiments enrichis en carbone organique déposés sur la période du Pliocène et du Pléistocène en Mer Méditerranée. Ils ont été définis comme des couches discrètes de sédiments dont l'épaisseur est supérieure à 1 cm se déposant dans des environnements marins ouverts et contenant plus de 2% de carbone organique, C_{org} , en poids (Kidd et al., 1978). Les couches sapropéliques ont également été définies à l'est de la Mer Méditerranée suite à l'observation de sédiments datant du Quaternaire Supérieur riches en matières organiques (Cramp and O'Sullivan, 1999). Ce sont des dépôts similaires aux sapropèles mais qui ne contiennent qu'entre 0.5 et 2 % de C_{org} (Kidd et al., 1978). Ces couches de sédiments riches en carbone organique sont des indicateurs de condition réductrices et de présence de bioturbation importante (Cramp and O'Sullivan, 1999).

Douze sapropèles ont été répertoriés sur les derniers 400 000 ans (McCoy, 1974). Le plus ancien est nommé S12 et le plus récent S1 est daté entre 6 kyr BP et 12 kyr BP. L'origine de leur formation est liée à des conditions climatiques chaudes et humides durant les périodes d'insolation maximum au niveau de l'hémisphère Nord (Rossignol-Strick, 1985; Rossignol-Strick et al., 1998). Ces variations dans l'insolation sont contrôlées par la précession du cycle orbital de la Terre (Rohling and Hilgen, 1991). Ces conditions climatiques conduisent à une augmentation des précipitations le long des côtes africaines et méditerranéennes et donc à une augmentation de productivité de surface par apport plus grand en nutriments en Mer Méditerranée. Cette augmentation de productivité conduit à une augmentation du flux de matière organique au niveau du fond marin où l'anoxie présente ($<1\%$ de O_2) permettrait une meilleure préservation

de la matière organique.

Le mécanisme de formation des sapropèles et couches sapropéliques durant le Quaternaire est encore sujet à débat. Deux mécanismes peuvent expliquer leur formation. Le premier est lié à un apport plus important en eau de faible salinité provenant de la fonte des glaciers durant une période de réchauffement ou d'un débit fluvial plus grand relié à la mousson africaine (Rossignol-Strick, 1985). Cet apport en eau douce créerait une couche de surface instaurant une forte stratification verticale du milieu. Le deuxième mécanisme pouvant expliquer la formation de sapropèles en Méditerranée est celui d'une augmentation de la vitesse de sédimentation de la matière organique (Calvert, 1990). Cela s'oppose au premier mécanisme qui propose, par son apport d'eau douce important, une diminution de la vitesse de dégradation de la matière organique.

En Mer de Marmara, des sapropèles ont également été observés. Ces sapropèles sont différents de ceux de Méditerranée car ils contiennent notamment moins de carbone organique (Tolun et al., 2002) ($C_{org} > 1.5\%$ Çağatay et al. 2000) les définissant ainsi plutôt comme des couches sapropéliques. La différence existant entre les sapropèles méditerranéens et ceux de la Mer de Marmara peut être liée à une vitesse de sédimentation plus grande en Mer de Marmara qu'en Méditerranée mais également à un apport détritique plus important puisque les bassins où sont enregistrés les sapropèles sont plus proches des sources détritiques (i.e. côtes). Leur processus de formation peut également être différent en fonction des paramètres hydrologiques et d'âge de leur formation (si reconnexion ou non par exemple). Les couches sapropéliques de la Mer de Marmara présentent peu de foraminifères benthiques (Çağatay et al., 2000; Aksu et al., 2002b) comme en Mer Méditerranée (Rohling and Thunell, 1999) induisant que des conditions proches de l'anoxie sont présentes au moment du dépôt (Cramp and O'Sullivan, 1999; Çağatay et al., 2000).

Les sapropèles se formeraient en Mer de Marmara par le résultat d'une intense stratification des flux d'eau (Aksu et al., 2002b) et notamment par un apport très important en eau douce (Çağatay et al., 2000). Leur dépôt serait le résultat de deux facteurs (Çağatay et al., 1999) :

- une augmentation de la production des eaux de surface,
- une circulation d'eau au fond de l'océan réduite conduisant à la mise en place de conditions anoxiques au niveau du sol marin.

Trois sapropèles ont été répertoriés en Mer de Marmara :

1. un sapropèle M2 daté entre 29.5 et 23 kyr BP (Aksu et al., 2002b),
2. un sapropèle M1 (ou lower sapropelic layer) (Çağatay et al., 2000; Aksu et al., 2002b; Kirci-Elmas et al., 2008) daté entre 11.5 et 7 kyr BP (Vidal et al., 2010). Il correspond au sapropèle S1 de Méditerranée et s'est déposé à la fin du Younger Dryas. Son processus de formation n'est pas forcément lié à un apport en eau douce important de la Mer Noire qui avait une contribution négligeable (Vidal et al., 2010) mais plutôt à une transgression globale associée à une réorganisation du cycle bio-géochimique (Sperling et al., 2003). Lors de la formation du sapropèle M1 les conditions de two layer flow existent déjà en Marmara (Çağatay et al., 1999). Ce dépôt a été précédé d'un apport détritique plus important provenant des rivières et de la Mer Noire durant le Younger Dryas (Vidal et al., 2010). Ce dépôt est associé à une réorganisation phytoplanctonique et à un apport conséquent en

nutriments des rivières indiquant des conditions climatiques plus chaudes. Ce sapropèle s'est déposé lorsque la salinité et la productivité des eaux de surface ont augmenté (Vidal et al., 2010). Ce niveau à sapropèle contient une quantité de Carbone organique qui peut atteindre 3.4% (Çağatay et al., 2000).

3. un "upper sapropelic layer" daté de 4.75 à 3.2 kyr BP (Çağatay et al., 1999, 2000). C'est ce dépôt que nous sommes le plus susceptibles de rencontrer dans nos carottes. Son épaisseur est comprise entre 10 et 15 cm avec 2.2% de C_{org} et contient peu de foraminifères (Çağatay et al., 2000). L'origine de la matière organique y est principalement terrigène (Çağatay et al., 2000).

Nous venons de voir que les sapropèles se déposent principalement en milieu anoxique. Leur dépôt peut donc avoir des conséquences concernant l'altération du signal magnétique. C'est ce que nous allons détailler dans le paragraphe suivant.

La diagénèse et la formation des sapropèles

Dans ce paragraphe, nous allons présenter le lien pouvant exister entre le dépôt des sapropèles en Méditerranée et le signal magnétique des sédiments et notamment sur les modifications de la minéralogie magnétique.

Dans les sédiments marins, la magnétite, porteur principal du signal, est sujette à la dissolution réductrice et à la pyritisation lors de son passage d'un niveau oxique/sub-oxique à anoxique ou lors de son passage au travers d'un niveau microbien (Berner, 1980). Les dépôts de sapropèles ont lieu en conditions anoxiques (Cramp and O'Sullivan, 1999) et sont généralement suivis d'une altération chimique. La réduction intense provoquée par la dégradation de la matière organique par les micro-organismes lors du dépôt des sapropèles conduit à la dissolution des minéraux magnétiques (Passier et al., 2001) et donc à une modification du signal magnétique. Plusieurs études ont porté sur le lien entre les dépôts sapropéliques et leur expression magnétique dans les sédiments (Van Santvoort et al., 1997; Roberts et al., 1999; Kruiver and Passier, 2001; Passier et al., 2001; Larrasoña et al., 2003). Les auteurs ont abouti à des résultats opposés. En effet, dans un cas, les niveaux à sapropèles présentent une aimantation trois fois supérieure au sédiment environnant et est proportionnelle à la quantité de carbone organique présent (Roberts et al., 1999). Ces auteurs ont montré que l'intensification de l'aimantation au niveau du sapropèle pouvait être liée à la formation authigène d'un nouveau sulfure de fer présentant une aimantation. Dans d'autres cas une diminution importante du signal magnétique est rapportée au niveau du et sous le sapropèle (Van Santvoort et al., 1997; Passier et al., 2001; Larrasoña et al., 2003). Ces faibles valeurs d'aimantation observées seraient liées à la migration vers le bas de fronts diagénétiques riches en sulfures aboutissant à la dissolution réductrice des grains magnétiques (Van Santvoort et al., 1997; Passier et al., 2001). Les sapropèles dans ce cas se situeraient au niveau de contraste d'intensité le plus important (Larrasoña et al., 2003).

Malgré ces observations différentes, tous s'accordent sur le fait que les sapropèles ont une diagénèse d'altération (Thomson et al., 1995; Roberts et al., 1999) et que leur formation occasionne un front de dissolution des minéraux magnétiques et un enrichissement important en pyrite (Thomson et al., 1995; Passier et al., 2001). Cette dernière est présente en grande quantité dans chaque sapropèle reconnu en Méditerranée (Emeis et al., 1996) et indique que les niveaux à

sapropèles se situent dans des zones de réactions sulfato-réductrices intenses (Berner, 1980). L'évolution des propriétés magnétiques associée au dépôt sapropélique et aux sédiments environnants est dominée par des réactions diagénétiques et par la dissolution de la magnétite détritique au travers de fronts de dissolution. La production en excès de sulfures dans les sapropèles est un des facteurs contrôlant la formation et le développement de ce front de dissolution. Les différences de comportement magnétique observées au niveau des sapropèles peuvent être expliquées par la quantité de carbone organique présente au niveau du sapropèle (Roberts et al., 1999; Larrasoana et al., 2003). Dans le chapitre 5 nous présenterons nos résultats concernant l'évolution du signal magnétique associée au dépôt de sapropèles.

2.2.5 Les suintements froids

Dans ce paragraphe nous allons décrire rapidement le phénomène des suintements froids en Mer de Marmara. Ces échappements sont riches en méthane, ils ont donc un effet direct sur le phénomène de diagenèse (Tryon et al., 2010). Les données proviennent essentiellement de Fornacciari (2005); Zitter et al. (2008). Nous ne traiterons pas de ce sujet dans cette thèse mais la présence des suintements froids est à noter car leur existence peut influencer les résultats de certaines analyses notamment le paléomagnétisme.

Les suintements froids (ou Cold seep) sont des échappements à travers le fond océanique de fluides/gaz enrichis en composants réduits dont le méthane (CH_4) et les sulfures d'hydrogène dont la température n'excède généralement pas de plus d'un demi degré la température de l'eau. Ils peuvent être retrouvés sous deux formes : dissous dans les fluides contenus dans les pores des sédiments (on dira pore fluid) ou séparés sous forme gazeuse.

Le méthane qui s'échappe quant à lui a deux origines possibles : biogénique ou thermogénique. Dans la première, la formation de méthane provient des organismes microbiens présents dans les couches anoxiques. Dans la seconde, la transformation en méthane proviendrait de l'augmentation de température associée à l'enfoncement de la matière organique.

Leur présence est rattachée à l'activité tectonique de la région, notamment le passage de la faille Nord Anatolienne où un processus d'extension générant des failles permet l'échappement de fluide ou l'expulsion massive de gaz. Ces échappements en grande quantité peuvent générer des tremblements de terre occasionnant à leur tour des glissements de terrains.

En Mer de Marmara quatre types de fumeurs ont été répertoriés et cartographiés (Fig. 2.25, Fornacciari 2005) :

- des taches noires,
- des voiles bactériens,
- des carbonates authigènes,
- des cheminées

Les premières correspondent à des zones où le sédiment est réduit et seraient des marques d'émission récente. Ces taches noires sont en général entourées d'un voile bactérien. Les carbonates authigènes correspondent à des ions carbonatés produits par oxydation du méthane précipitant sur des minéraux carbonatés. Les cheminées sont des zones à émission continue de gaz et fluide.

La répartition des suintements froids malgré une tendance Est-Ouest reste inégale en Marmara. En effet, la zone la plus active se situe dans le bassin de Tekirdağ et de moins en moins

de marques d'activités sont notées en allant vers le bassin de Çınarcık (Fig. 2.25).

Dans le bassin de Çınarcık seulement quatre zone d'échappements ont été cartographiées le long du segment Nord du bassin et uniquement le plus à l'Est. Le bassin Central présente une activité au Nord et au Sud du pull-apart externe. Des encroûtements carbonatés sont présents ainsi que des taches associées à des voiles bactériens. Une cheminée, de 10 cm de haut, est aussi présente au Nord du bassin à la jonction de la faille du bassin de Çınarcık. Des encroûtements carbonatés sont également observés. Les sites d'échappement fluide suivent deux escarpements de failles distincts. Sur le Haut topographique du Western High, des groupes de taches noires sont observés. Il y a peu d'encroûtement carbonatés mais des bulles de gaz ont été signalées au moment du carottage indiquant la présence sous-jacente de gaz (Zitter et al., 2008). Dans le bassin de Tekirdağ les échappements ont été principalement notés le long du segment de Tekirdağ. Huit sites d'expulsion y ont été répertoriés. Les échappements sont de plus en plus actifs vers l'Est du bassin avec une cheminée en bout dénommée « Jack the Smoker » (Armijo et al., 2005; Fornacciari, 2005) située plus ou moins à l'exutoire des canyons. Cette cheminée expulse de l'eau douce ou saumâtre ayant une origine peu profonde certainement associée au piégeage de l'eau lacustre de la Mer de Marmara dorénavant relâchée.

L'origine des fluides expulsés reste encore un débat. Ils pourraient provenir de la zone sismogénique et remonteraient par le biais de fissures ou leur origine serait liée par l'existence d'eau superficielle contenue dans le premier kilomètre du sédiment. Néanmoins, la présence de contraintes ponctuelles telles le séisme de Koaceli en 1999 faciliteraient la présence des échappements de fluide. Ce séisme pourrait être à l'origine des taches noires observées dans le bassin de Çınarcık (Pondard, 2006; Fornacciari, 2005). Enfin, les deux sites actifs de suintements froids en mer de Marmara associés à des cheminées se trouvent au débouché de canyons. Ces suintements froids pourraient être des marqueurs post-sismiques transitoires qui évoluent dans le temps vers des formations sédimentaires plus complexes telles que les fumeurs et les croûtes carbonatées (Fornacciari, 2005). Enfin, des échappements de fluide indépendants des contraintes tectoniques pourraient néanmoins exister (Zitter et al., 2008).

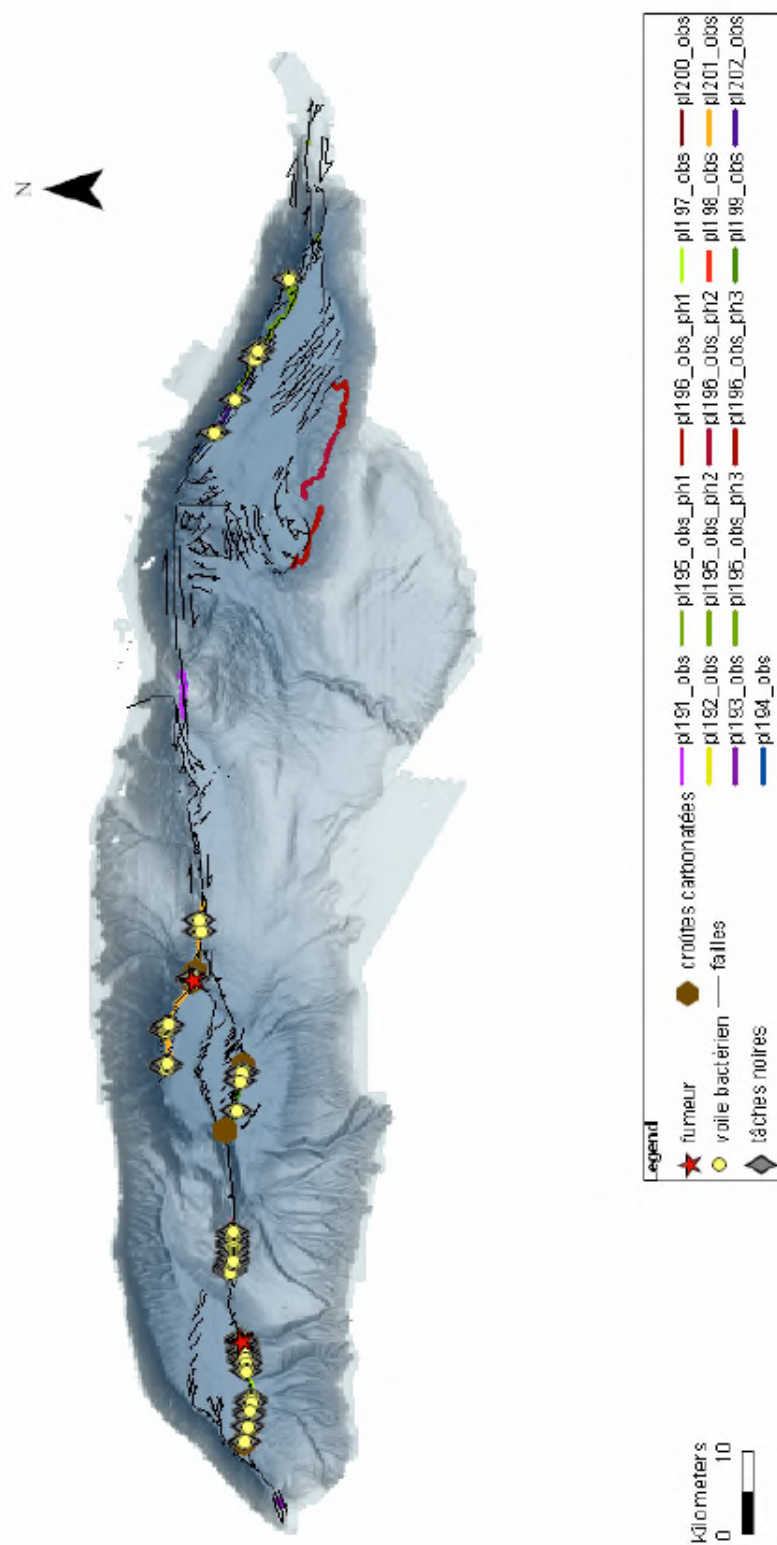


FIG. 2.25 – Cartographie des différents types de suintements froids rencontrés en Mer de Marmara de Fornacciari (2005)

Chapitre 3

Matériel et méthodes d'analyse

Les études paléosismologiques et paléomagnétiques que nous allons présenter sont basées sur l'étude de carottes sédimentaires prélevées en Mer de Marmara. Dans le présent chapitre nous allons décrire la position des carottes, puis détaillerons les différentes méthodes utilisées dans le cadre de notre étude.

3.1 Matériel et Méthodes

3.1.1 Les carottes étudiées et leur localisation

Dans le cadre de cette étude nous avons analysé sept carottes Kullenberg de 4 m de long prélevées durant la mission Marmascarps en 2002 (Armijo et al., 2005) peu de temps après les tremblements de terre d'Izmit et de Düzce en 1999. Ces carottes sont proches des carottes d'interface ROV étudiées dans Uçarkuş (2010) et prélevées lors de la même mission que les carottes Kullenberg (Fig. 3.1).

Elles échantillonnent les différents sous-bassins et hauts topographiques de la Mer de Marmara et sont proches des carottes longues prélevées durant la mission Marmacore en 2001 (Fig. 3.1) et notamment étudiées par Beck et al. (2007); Londeix et al. (2009); Vidal et al. (2010). Toutes les carottes Kullenberg et ROV se situent après la transition lacustre/marin.

Le tableau 3.1.1 récapitulera les coordonnées des carottes Kullenberg ainsi que leur longueur. Nous détaillerons ensuite la position par bassin de chaque carotte par rapport au segment principal de la Branche Nord de la Faille Nord Anatolienne. Cette description nous sera par la suite utile pour discuter de la sensibilité des sites de carottage par rapport à l'enregistrement des tremblements de terre (Chapitre 4).

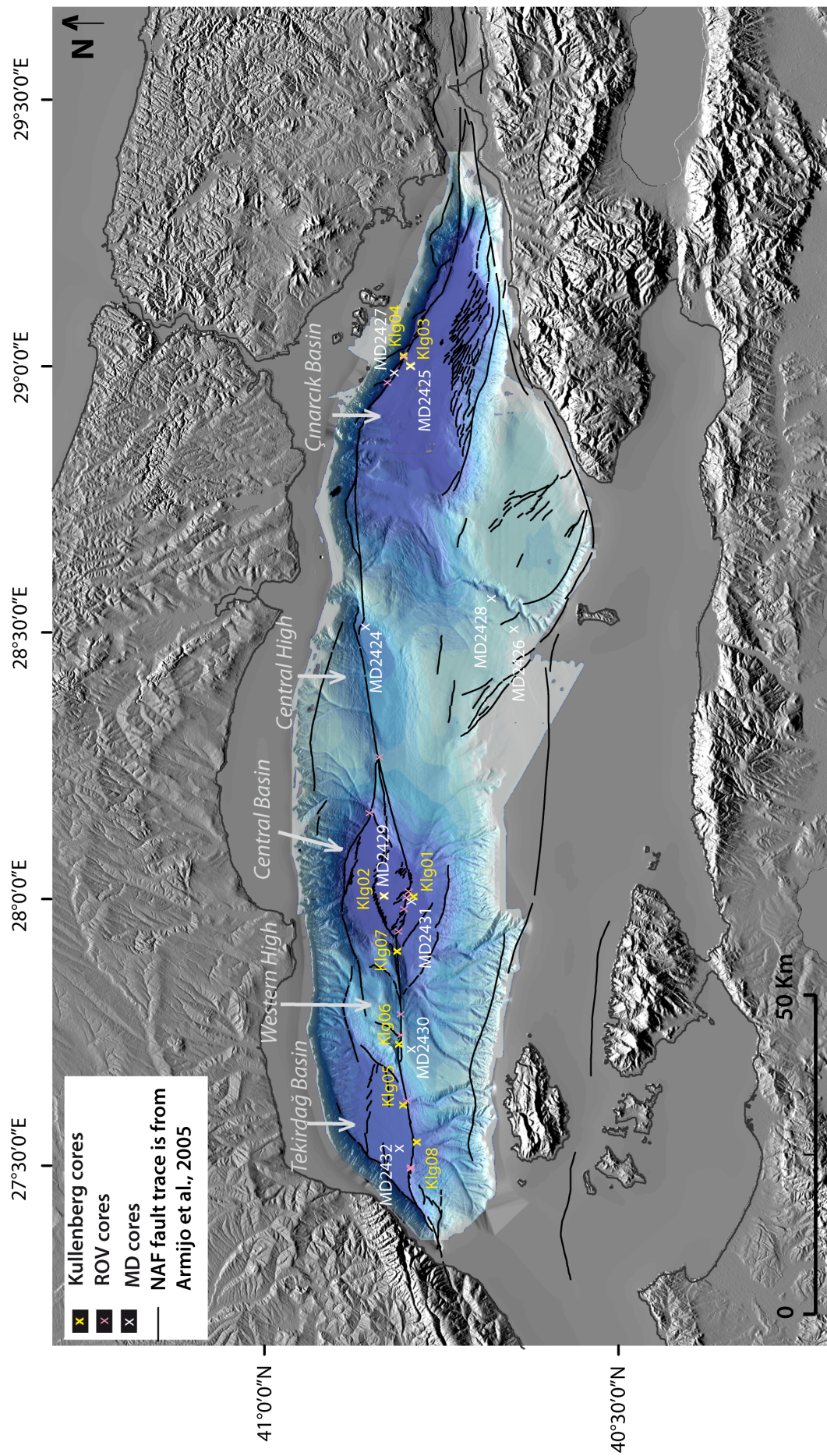


FIG. 3.1 – Localisation en Mer de Marmara des carottes MD prélevées durant la mission Marmacore en 2001 (en blanc), des carottes d'échantillonnage de surface ROV (en rose) et des carottes Kullenberg (en jaune) prélevées durant la mission Marmascarps en 2002.

3.1 Matériel et Méthodes

Site	Core	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Water depth (m)	Core length (cm)
Tekirdağ	Klg05	40°48,50	27°37,3	1123	353
	Klg08	40°47,31	27°33,22	1111	393
Western High	Klg06	40°48,90	27°44,28	726	394
	Klg07	40°49,115	27°54,44	1065	432
Central	Klg01	40°47,81	28°00,54	1206	444
	Klg02	40°50,28	28°00,54	1266	400
Çınarcık	Klg03	40°47,98	28°59,55	1241	374
	Klg04	40°48,60	29°00,73	1206	419

Bassin de Tekirdağ Les carottes Klg05 et Klg08 se situent dans la partie Sud du bassin de Tekirdağ, le long du segment de Tekirdağ et sont éloignées de 6 km (Fig. 3.2). La carotte Klg05 est située à l'intérieur du bassin au niveau du côté de subsidence de la faille tandis que la carotte Klg08 se situe juste en dehors au niveau d'un glissement de terrain (600 m). Néanmoins toutes deux se situent à l'exutoire de canyons profonds : Klg08 est à l'exutoire de 3 canyons et Klg05 au niveau d'un seul. La carotte Klg05 est proche de nombreux suintements froids. Les carottes Klg05 et Klg08 se situent respectivement 650 m au nord et 600 m au sud du segment principal.

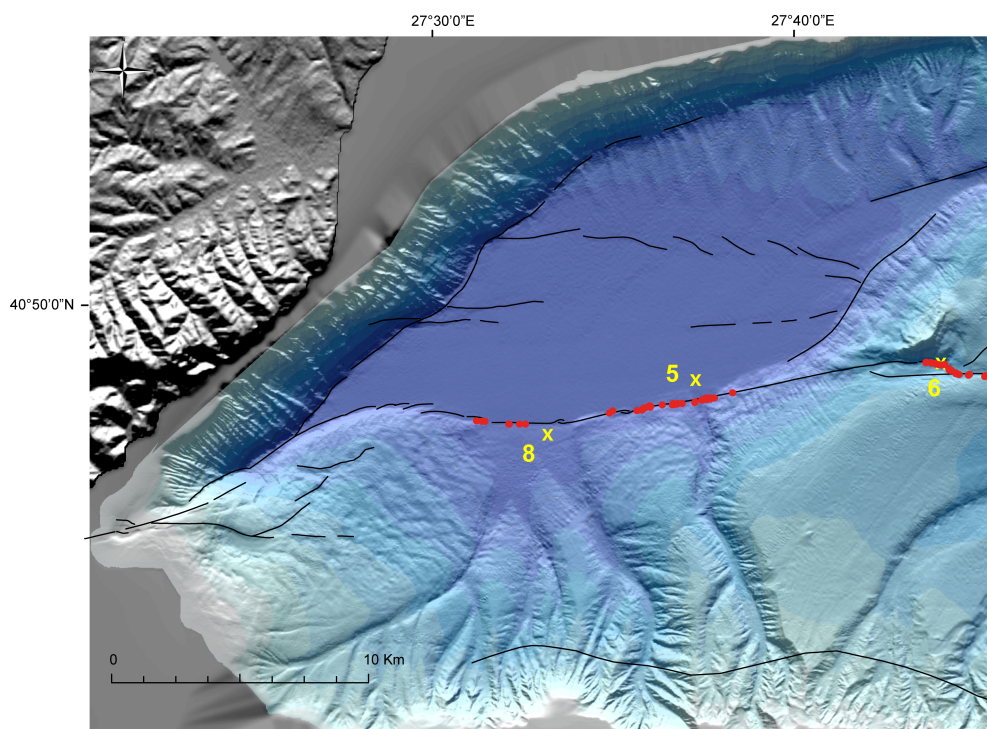


FIG. 3.2 – Zoom sur le Bassin de Tekirdağ situé dans la partie Ouest de la Mer de Marmara. La position des carottes Klg05 et Klg08 est représentée par une croix jaune. Les suintements froids répertoriés par Fornacciari (2005) sont indiqués par des points rouges ; le tracé des failles est en noir (Armijo et al., 2005).

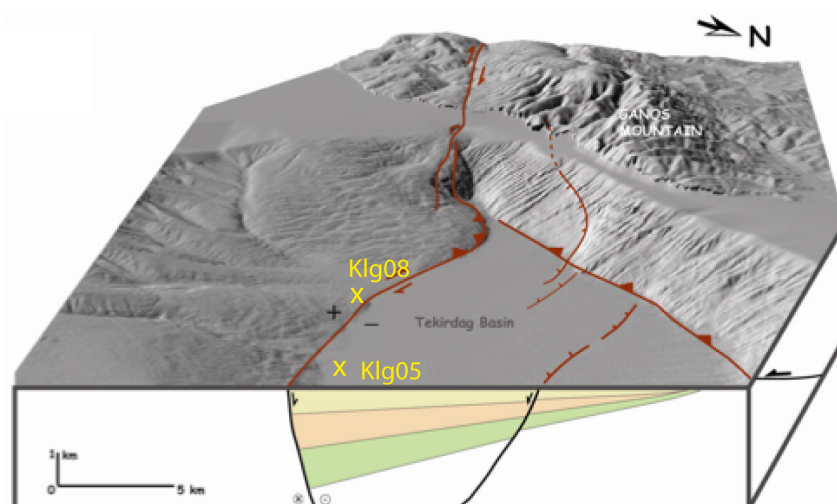


FIG. 3.3 – Zoom 3D sur le Bassin de Tekirdağ situé dans la partie Ouest de la Mer de Marmara. La position des carottes Klg05 et Klg08 est représentée par une croix jaune. On remarque que la carotte Klg08 se situe à l'exutoire de trois canyons sur la partie extérieure du bassin. La carotte Klg05 se situe quant à elle dans la partie subsidente au Nord du segment de Tekirdağ. La carte est repris de Uçarkuş (2010).

Haut topographique du Western High Les carottes Klg06 et Klg07 sont situées dans le haut topographique du Western High et sont séparées de 15 km (Fig. 3.4). La carotte Klg07 est située à 60 m au sud du segment de Tekirdağ et à l'intersection entre le Bassin Central et la ride topographique. La carotte Klg06 se situe quant à elle à 300 m au nord du segment de Tekirdağ dans un petit bassin en pull-apart. Elle est située à l'intersection entre le bassin de Tekirdağ et la ride topographique. On note la présence de suintements froids aux environs de Klg06 mais pas de Klg07.

Bassin Central La carotte Klg02 se situe dans la partie centrale du pull-apart interne du Bassin Central (Armijo et al., 1999) entre les segments Tekirdağ et Central, à 3.6 km au nord du segment principal (Fig. 3.5). Elle se situe dans la partie subsidente du bassin. La carotte n'est pas localisée près d'échappements fluides. Une autre carotte, Klg01, a également été prélevée dans le Bassin Central durant la mission Marmascarps. Elle a été étudiée par Van Welden (2007) au cours de sa thèse. Cette carotte est située au niveau du « outer » pull-apart (Fig. 3.5). La carotte se situe à 1 km au sud du segment principal de la Faille Nord Anatolienne dans le Bassin Central et à la même distance des suintements froids localisés le long de la faille.

Bassin de Çınarcık Les carottes Klg03 et Klg04 se situent au niveau du Bassin de Çınarcık le long du segment de Prince's Island qui borde la partie nord du bassin et sont distantes de 3 km (Fig. 3.6). La carotte Klg04 se situe 250 m au nord de la faille au pied de l'escarpement de 1 km de haut (Carton et al., 2007). Cet escarpement est découpé par des glissements de terrains et par des failles secondaire arcées (Fig. 3.7). Au contraire, la carotte Klg03 se situe 1.6 km au sud de ce segment vers le centre du bassin, dans la partie qui subside. Klg04 se situe à proximité de suintements peu actifs (Fornacciari, 2005) tandis que Klg03 n'a aucun échappement proche.

3.1 Matériel et Méthodes

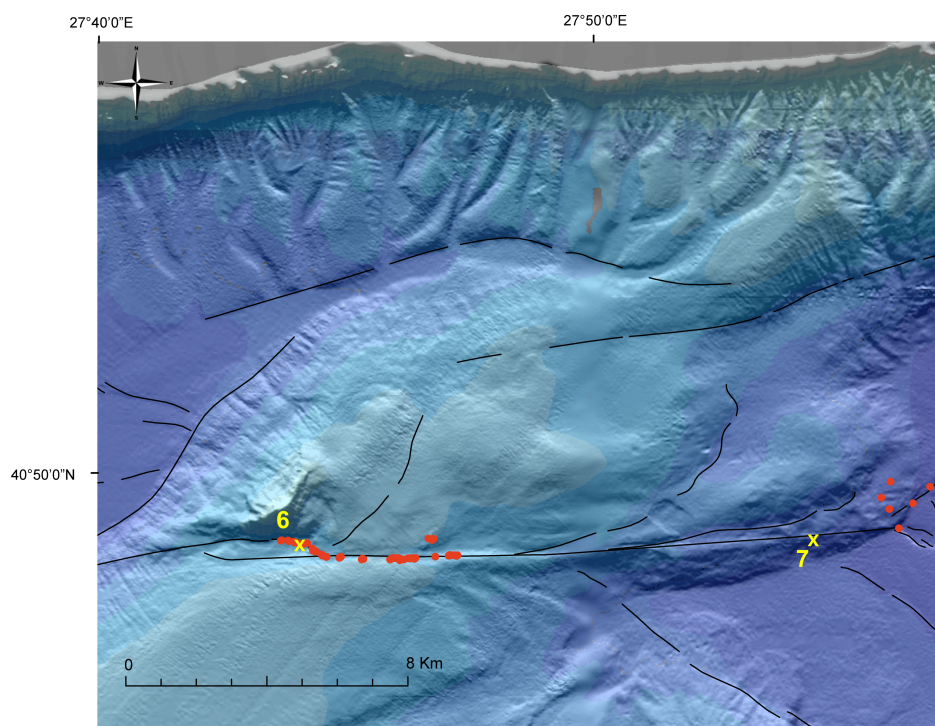


FIG. 3.4 – Zoom sur le Western High situé à l’Est du Bassin de Tekirdağ. La position des carottes Klg06 et Klg07 est représentée par une croix jaune. Les suintements froids répertoriés par Fornacciari (2005) sont indiqués par des points rouges ; Le tracé des failles est en noir (Armijo et al., 2005).

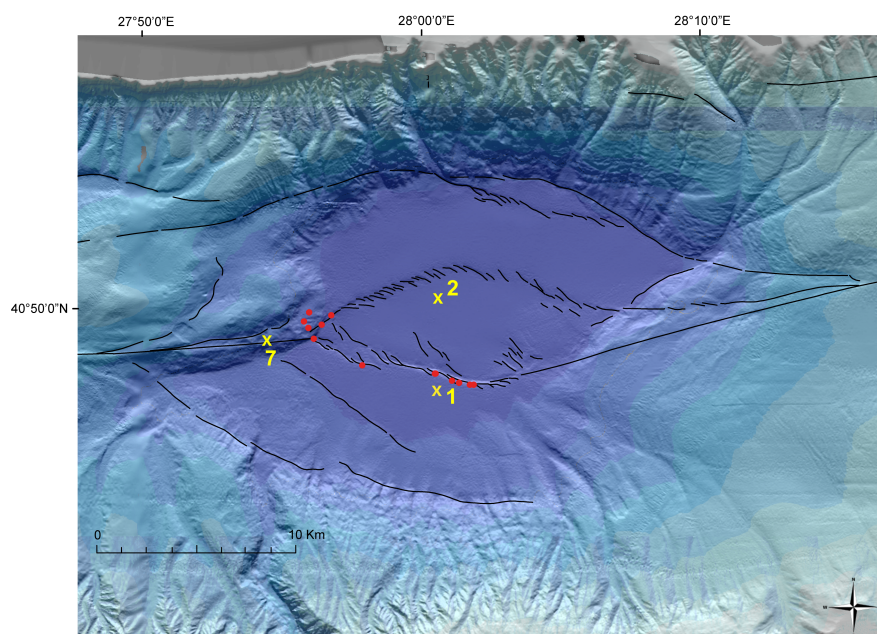


FIG. 3.5 – Zoom sur le Bassin Central situé à l’Est du Western High. La position des carottes Klg01 et Klg02 est représentée par une croix jaune. Les suintements froids répertoriés par Fornacciari (2005) sont indiqués par des points rouges ; Le tracé des failles est en noir (Armijo et al., 2005).

3.1 Matériel et Méthodes

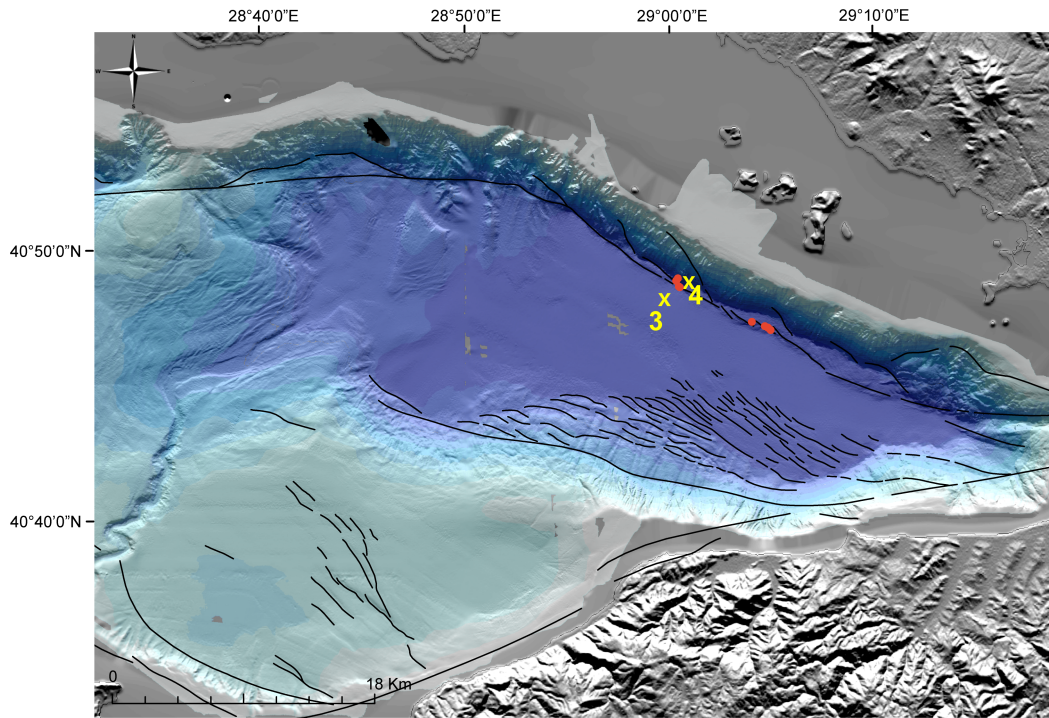


FIG. 3.6 – Zoom sur le Bassin de Çınarcık situé dans la partie Est de la Mer de Marmara. La position des carottes Klg03 et Klg04 est représentée par une croix jaune. Les suintements froids répertoriés par Fornacciari (2005) sont indiqués par des points rouges ; Le tracé des failles est en noir (Armijo et al., 2005).

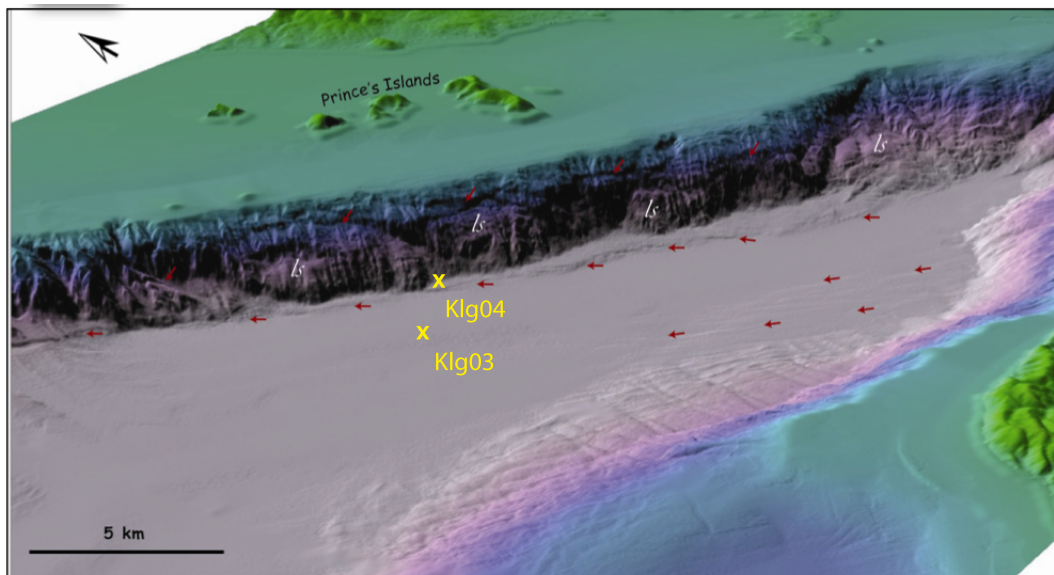


FIG. 3.7 – Zoom 3D sur le Bassin de Çınarcık situé dans la partie Est de la Mer de Marmara. La position de la carotte Klg04 est représentée par une croix jaune. On remarque que la carotte se situe au pied d'un escarpement de faille découpé par des glissements de terrain et par des failles secondaires sous arcées (flèches rouge en haut de l'escarpement). Le fond topographique est repris de Uçarkuş (2010) où le tracé de la faille est indiqué par des flèches rouges. Les glissements de terrains sont indiqués par « ls ».

3.1.2 Méthodes d'analyse

Le travail présenté dans ce manuscrit se base sur les études paléosismologiques et paléomagnétiques de carottes prélevées en Mer de Marmara.

Une carotte est un prélèvement vertical dans des couches sédimentaires. Nous avons étudié 7 carottes prélevées par un carottier de type Kullenberg durant la mission Marmascarps en 2002 (Armijo et al., 2005). Un carottage Kullenberg est un carottage effectué par gravité permettant l'extraction de plusieurs mètres de sédiments. Le principe repose sur le fait que le carottier, composé d'un tube surmonté d'un poids, est suspendu à un câble. Lorsque les poids suspendus sous le montage touchent le fond, un déclencheur est activé ; le carottier est lâché et s'enfonce dans les sédiments (Estival 2003, Fig. 3.8). Les carottes ont une longueur comprise entre 3 et 4,50 m et ont été découpées en sections de 1,50 m (table 3.1.5).

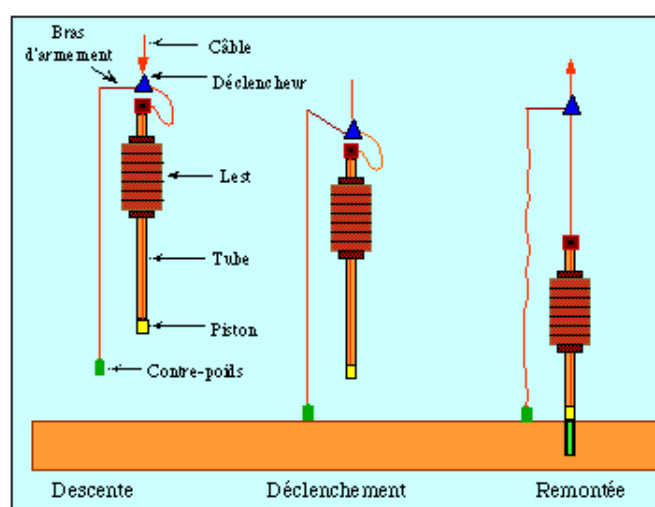


FIG. 3.8 – Montage de type Kullenberg (source Ifremer)

Dans la partie suivante nous allons nous attacher à décrire les différentes méthodes employées ainsi que les appareils utilisés pour obtenir nos données. Nous découperons cette synthèse suivant deux thèmes. Le premier concernera les méthodes qui nous ont été le plus utile pour l'étude paléosismologique sur les carottes de la Mer de Marmara. Le second thème portera sur les méthodes qui ont été employées pour l'étude paléomagnétique. Enfin un tableau récapitulatif des manipulations effectuées sera inséré tandis que les données obtenues seront présentées en annexes.

3.1.3 Méthodes pour l'étude paléosismologique

Imagerie aux rayons X (Xray imagery)

L'imagerie aux rayons X est une méthode non destructive qui permet de visualiser et reconstruire de manière fine des faciès associés à des processus biologiques ou de dépôts, invisibles à l'oeil nu (Fig. 3.1.3).

La plaquette de sédiments est prélevée sur un demi-tronçon de la carotte puis placée dans une cabine en Plomb sécurisée. Une source de rayons X (160 kV) produit un rayonnement qui traverse l'échantillon. Le rayon transmis est ensuite détecté par une caméra (CDD) qui le transmet

3.1 Matériel et Méthodes

sous format numérique à l'ordinateur. Les données peuvent ensuite être analysées sous deux formes : par niveau de gris ou par lecture d'image directement. La deuxième option est possible car l'intensité en niveau de gris de l'image est directement proportionnelle à la pénétration du rayonnement (typiquement le sable est noir et les argiles blancs) (Migeon et al., 1999; Gervais, 2002). L'image, d'une longueur de 10 cm, est visible sur le moniteur puis enregistrée.

Nous avons acquis nos images sur plaquettes de sédiments de 1 cm d'épaisseur en utilisant le DGO scopix system de l'Université de Bordeaux 1 et ce sur toutes nos carottes. L'imagerie aux rayons X nous a permis d'obtenir une image haute résolution de nos carottes sans aucune destruction. Ainsi, nous avons pu observer et caractériser les processus de dépôts (turbidite, boudinage, liquéfactions, pyrite) ainsi que les niveaux bioturbés invisibles à l'œil nu (Fig. 3.1.3).

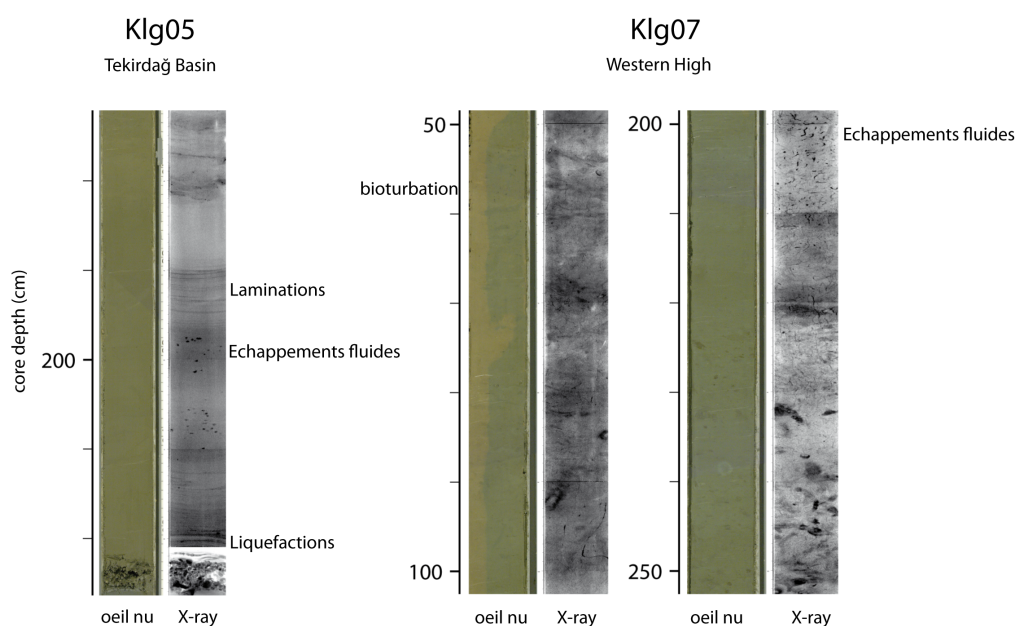


FIG. 3.9 – Comparaison entre l'imagerie aux rayons X et l'observation à l'œil nu des sédiments composant la carotte Klg05 située dans le Bassin de Tekirdağ et pour la carotte Klg07 au niveau du Western High. L'imagerie aux rayons X a permis d'observer des perturbations fines de la carotte (laminations), des zones d'échappement de fluide ou encore de la bioturbation.

XRF (Fluorescence X)

La Méthode par fluorescence X est une méthode non destructive développée dans les années 90 (Jansen et al., 1998) basée sur le principe de la fluorescence. Lorsque de la matière est bombardée par des rayons X (faible longueur d'onde et haute énergie), les électrons des couches supérieures de l'atome peuvent être expulsés. Lors de la remise en stabilité de l'atome, le surplus d'énergie peut être ré-émis sous forme d'un rayonnement X : c'est la fluorescence X. L'énergie de fluorescence émise ainsi que la longueur d'onde mesurée sont caractéristiques de l'atome.

Cette méthode permet d'obtenir de manière continue et avec une haute résolution la distribution en éléments majeurs et mineurs directement à la surface du sédiment en nombre de coups

par seconde qui représente l'intensité de l'élément ou son taux de comptage et est proportionnel à sa concentration (Weltje and Tjallingii, 2008). Cette méthode est semi-quantitative du fait que les intensités ne reflètent pas la vraie composition élémentaire du sédiment. En effet, les intensités des éléments mesurées dépendent des paramètres de rugosité, taille de grains, contenu en eau, porosité et des possibles interactions entre les éléments (Jansen et al., 1998; Rothwell, 2006; Weltje and Tjallingii, 2008).

Pour s'extraire de l'unité de mesure et comparer les carottes entre les différents sites, nous avons standardisé les résultats ou les rapports d'éléments en utilisant la méthode dite centrée-réduite. Cette technique est très utile en analyses de données car elle permet d'étudier les données indépendamment de l'unité ou de l'échelle choisie. Centrer une variable consiste à soustraire sa moyenne à chacune de ses valeurs initiales, la réduire consiste à diviser toutes les valeurs par l'écart type.

$$data = \frac{V - m}{\sigma}$$

où V est la variable mesurée par le scanner, m la moyenne du jeu de données et σ son écart-type.

Après l'opération, la moyenne du jeu de données est nulle et son écart type vaut 1. Les valeurs des coefficients de corrélation entre variables centrées-réduites demeurent identiques à ce qu'elles étaient avant l'opération de centrage et réduction. Comme toutes les variables ont la même moyenne et la même dispersion, les variations sont alors plus aisément comparables.

Nous avons utilisé pour nos mesures l'Avaatech XRF core scanner de l'université de Bordeaux 1 sous la direction de Philippe Martinez et Isabelle Billy avec un pas d'échantillonnage de 5 mm sur les lames de carottes. Les énergies de fluorescence utilisées ont été de 10 keV et 30 keV afin d'atteindre un spectre plus large des éléments (*Al, Si, S, Cl, K, Ca, Ti, Mn, Fe, Br, Pb, Rb, Sr, Zr*). De plus, nous avons également utilisé le rapport Ca/Ti standardisé pour corrélérer les carottes entre elles comme utilisé en Mer Noire (Bahr et al., 2005, 2006). Le Ca représente la productivité allochtone au sein du niveau marin et Ti l'apport détritique. De plus, nous avons utilisé le Brome comme indicateur de couches sapropéliques en accord avec Ziegler et al. (2008). Nous avons utilisé le XRF afin de corrélérer les carottes ainsi que pour caractériser les processus sédimentologiques et géochimiques associés au dépôt turbiditique venant des tremblements de terre.

Granulométrie Laser

L'analyse de la granulométrie est une étape indispensable lors d'une étude portant sur les processus de dépôt (hémipélagique, turbiditique, homogénite, etc.) affectant des sédiments marins. En effet, la mesure de taille des grains permet de mesurer de manière statistique la taille des particules de l'échantillon mesuré et également de suivre leur évolution le long de la carotte. La variation de la taille des grains est aussi un indicateur des processus de dépôts (Pet-tijohn et al., 1987; Sperazza et al., 2004). Il nous a par ailleurs permis de caractériser les dépôts sédimentaires co-sismiques.

Le principe de la mesure par granulométrie laser repose sur la diffraction laser. L'échantillon, après avoir été déposé dans la cellule de mesure via un entonnoir (Fig. 3.10), diffracte une partie

3.1 Matériel et Méthodes

des faisceaux lasers présents vers des détecteurs qui calculent l'angle de diffraction. Cet angle est relié à la taille de la particule en approximant cette dernière à une sphère.

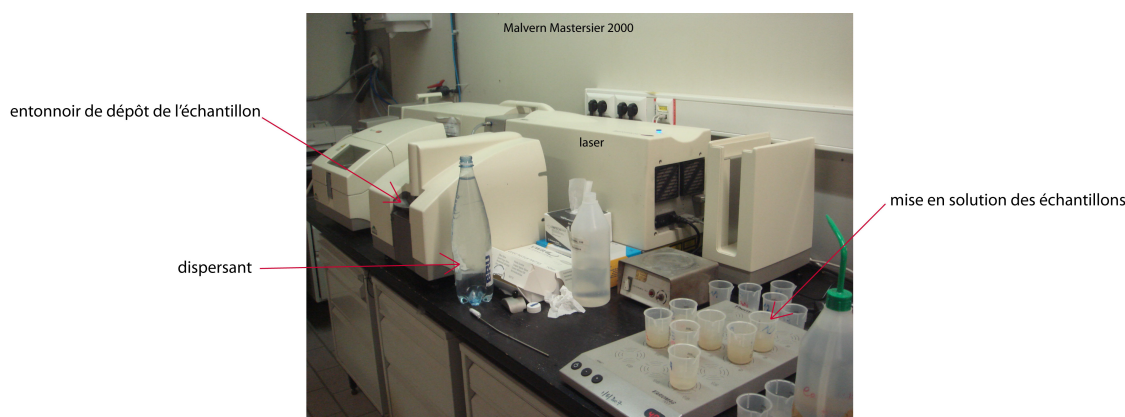


FIG. 3.10 – Granulomètre laser Malvern Mastersizer S

Nous avons effectué cette mesure tous les 10 mm sur toutes les carottes à l'Université de Liège en utilisant un Malvern Mastersizer 2000 sans lavement préalable à l'*HCl* afin d'obtenir des données de granulométrie totale. Cet appareil permet de mesurer des particules dont la taille est comprise entre $0,02 \mu\text{m}$ et $2000 \mu\text{m}$ avec une précision de 1% sur le D_{50} de la mesure. Afin d'obtenir des valeurs cohérentes entre elles, nous avons réglé l'obscurcissement du laser entre 10 et 15% ; cet obscurcissement étant directement relié à la quantité de sédiment déposé. Afin d'éviter les agrégats qui biaiserait la mesure (masque de toutes les tailles de particules), nous avons dilué les échantillons dans de l'eau (qui est le même dispersant utilisé dans l'appareil, Fig. 3.10) avant la mesure et avons ajouté 10% d'ultrasons. La pompe a été réglée à 2000 tours/min et le matériel rentré dans les paramètres de mesure Silica 0. Les sédiments ont ensuite été triés en suivant les tailles de grains proposées par Folk (1968). Ces classes sont exprimées en pourcentage de taille de grains et sont (par ordre de taille croissant) :

- les argiles ($x < 2\mu\text{m}$),
- les silt ($2\mu\text{m} < x < 63\mu\text{m}$),
- les sables ($x > 63\mu\text{m}$)

Après avoir obtenu les différentes tailles de grains, nous avons également exprimé les paramètres de distribution granulométrique en suivant les notations proposées par Folk (1968). Ces paramètres permettent d'obtenir des indications sur les processus de transport, d'énergie et d'environnement de dépôt. Ils sont :

- la moyenne,
- le mode,
- le classement ou sorting,
- l'acuité ou Kurtosis,
- l'asymétrie ou skewness

La moyenne caractérise la distribution centrale mathématique des tailles de grains total. Elle est obtenue par

$$mean = \frac{D_{16} + D_{50} + D_{84}}{3}$$

où D_{16} représente le 16^{ème} percentile, D_{50} représente le 50^{ème} percentile et D_{84} représente le 84^{ème} percentile de la distribution granulométrique.

Le mode représente le centre de la classe où la distribution de grains est la plus grande (en masse ou fréquence de représentation). Elle permet d'indiquer la présence d'une ou plusieurs sources de population granulométriques (distribution uni, bi ou pluri-modale) qui pourraient provenir de différentes sources. Chaque population aurait une distance à la source différente (Bunte et al., 2001). Cette distribution est importante lors d'études sédimentaires. Une distribution peut devenir bi-modale lorsque le pourcentage en sable devient grand (Bunte et al., 2001).

Le classement représente la dispersion autour de la distribution normale de la taille des grains. Il s'exprime par

$$sorting = \frac{D_{84} - D_{16}}{4} + \frac{D_{95} - D_5}{6.6}$$

C'est un paramètre de tri permettant de discuter des environnements de dépôt : Plus la valeur est grande, moins le classement est bon (Fig. 3.11).

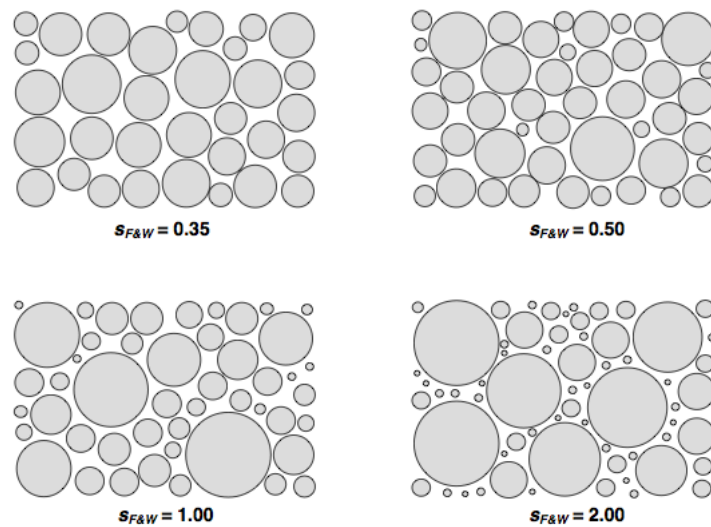


FIG. 3.11 – Exemple du classement granulométrique pour différentes valeurs. Dessin repris de Bunte et al. (2001)

L'acuité représente la platitude ou l'absence de pic par rapport à une distribution normale de la granulométrie. Lorsque la valeur est supérieure à 1.1, la distribution est pointue. Ce paramètre se calcule par

$$\frac{D_{95} - D_5}{2.44 * (D_{75} - D_{25})}$$

L'asymétrie représente l'écart de la distribution par rapport à la distribution granulométrique normale. Elle permet de comparer l'influence des tailles granulométriques extrêmes sur la distribution générale (Fig. 3.12). Il s'exprime par

$$\frac{D_{16} + D_{84} - 2D_{50}}{2 * (D_{84} - D_{16})} + \frac{D_5 + D_{95} - 2D_{50}}{2 * (D_{95} - D_5)}$$

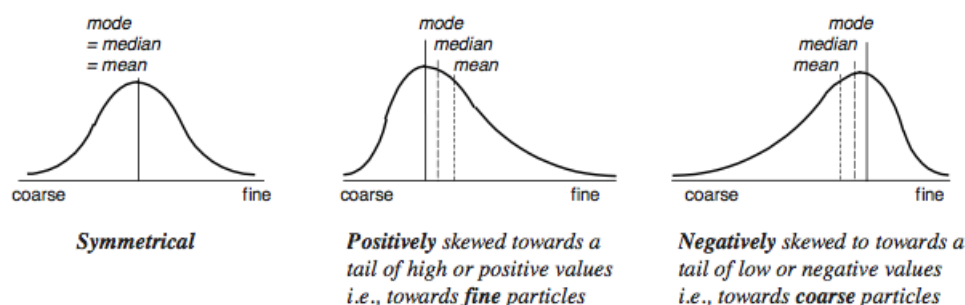


FIG. 3.12 – Exemple de déviation de la distribution granulométrique. Dessin repris de Bunte et al. (2001)

Perte par le feu (LOI)

La mesure de perte par le feu permet d'obtenir le contenu en matière organique, carbone inorganique total et teneur en eau d'un échantillon. Cette mesure a eu pour but de retrouver les niveaux à sapropèles définis comme des niveaux riches en matière organique (Cramp and O'Sullivan, 1999). Pour cela, nous avons utilisé la méthode décrite par Heiri et al. (2001) qui nécessite trois étapes successives de brûlage à des températures définies nécessaires pour cette manipulation qui dure deux jours. Pour que les mesures soient cohérentes, le même poids de sédiments doit être déposé dans les creusets (entre 1,4 et 1,6 g). Selon Heiri et al. (2001), les erreurs sont de l'ordre de 1 à 2% pour la mesure de matière organique et carbone inorganique total et de 10% pour la teneur en eau (qui dépend notamment du temps entre l'ouverture de la carotte et la mesure en elle-même). Après avoir déposé les échantillons dans les creusets et les avoir mis à sécher durant 24h à 105°C, le contenu en eau s'obtient par :

$$LOI_{105} = \frac{DW_{25} - DW_{105}}{DW_{25}} * 100$$

où DW₂₅ représente la masse humide (en g) du sédiment à 25°C just après l'échantillonnage, DW₁₀₅ la masse du sédiment à 105°C et LOI₁₀₅ le pourcentage de teneur en eau.

Le pourcentage de matière organique, DW₅₅₀, s'obtient par la suite en plaçant l'échantillon pendant 4h à une température de 550°C et par l'équation suivante :

$$LOI_{550} = \frac{DW_{105} - DW_{550}}{DW_{105}} * 100$$

3.1 Matériel et Méthodes

où DW105 représente la masse de l'échantillon à 105°C et DW550 la masse de l'échantillon à 550°C.

Enfin, le Total Inorganic Carbon par l'équation suivante :

$$LOI950 = \frac{DW550 - DW950}{DW105} * 100$$

où DW550 représente la masse de l'échantillon à 550 °C et DW950 la masse de l'échantillon après cuisson à 950°C pendant 2h.

Les mesures ont été effectuées de manière disparate sur l'ensemble des carottes avec des pas d'échantillonnage allant de 5 à 20 cm pour les carottes Klg02, Klg03, Klg05, Klg06, Klg07 et Klg08. L'échantillonnage a été de l'ordre du centimètre sur le premier 1,50 m de la carotte Klg04 afin de caractériser plus précisément les variations de ces teneurs.

Minéralogie

Nous avons effectué des mesures de minéralogie en utilisant un XRD Bruker D8 advance à l'université de Liège sur sédiment total. L'échantillon (dont le poids est ≤ 5 g) a été séché, broyé dans un mortier en agate puis tamisé (fraction $< 250 \mu\text{m}$) afin d'être placé sur les pastilles en vue de la mesure. Les principaux minéraux de l'échantillon ont été déterminés par reconnaissance du pic principal de diffraction puis ces pics d'intensité ont été corrigés par le facteur correctif de Cook et al. (1975). L'angle d'ouverture de l'appareil a été compris entre 2 et 60° (2 θ) afin d'inclure le pic d'intensité principal de la pyrite dans l'analyse. Le temps de mesure est de 1h pour 5 échantillons. Les carottes Klg03, Klg04, Klg06 et Klg07 ont tout d'abord été étudiées pour suivre l'évolution de la proportion entre l'hématite et la pyrite (sans tenir compte du contenu en magnétite). Les échantillons ont été pris avant, pendant et après la diagenèse. Pour la carotte Klg04 la mesure de minéralogie a été effectuée en continu (tous les 2-3 cm) sur le premier 1,5 m de la carotte afin (1) de caractériser plus précisément la diagenèse précoce, (2) d'étudier la signature minéralogique des événements déterminés par les analyses combinées décrites ci-dessus. La position des échantillons ainsi que les résultats de composition sont fournis en annexes.

Chronostratigraphie

Plomb 210 La mesure du Plomb 210 a été utilisée afin d'obtenir des vitesses de sédimentation du haut de nos carottes sur le dernier siècle et de mettre en évidence des possibles remaniements du sédiment (perte au moment du carottage, remobilisation associée à un séisme). Les mesures ont été effectuées par Sabine Schmidt à l'université de Bordeaux 1 en utilisant un détecteur γ semi-planaire (Schmidt et al., 2009).

Le Plomb 210, ^{210}Pb , est un isotope radioactif, de temps de demi-vie de 22,3 ans, formé naturellement à la fin de la chaîne de désintégration de l'Uranium 238 contenu dans les roches et sédiments. Le Radium 226, ^{226}Ra , en équilibre séculaire¹ avec l'Uranium 238 dont il est l'un des fils dans la chaîne de désintégration, produit du Radon 222 en se désintégrant. Ce Radon

¹On appelle équilibre séculaire le fait qu'au bout d'un certain temps les activités de l'atome père et de l'atome fils sont équivalentes. Ce type de relation intervient quand le temps de demi-vie de l'atome père est très grand devant celui de l'atome fils ; ce qui est le cas pour l'Uranium 238 ($t=4,5.10^9$ Ma) et le Radium 226 ($t=1602$ ans)

^{222}Rn s'échappe dans l'atmosphère et se désintègre également pour former du Polonium 218 qui se fixe dans les poussières et la pluie. En précipitant dans les sédiments, il se désintègre à son tour et forme du Plomb 210 qui va être incorporé aux sédiments et se fixer définitivement au bout de quelques mois sur les particules. Ce Plomb est appelé Plomb 210 en excès, $^{210}\text{Pb}_{xs}$, en comparaison avec le Plomb 210 formé à la fin de la chaîne de désintégration de l'Uranium 238. Le taux de sédimentation a été obtenu par intégration des profils d'activités de $^{210}\text{Pb}_{xs}$. Cette valeur est obtenue en soustrayant la valeur de l'activité du Radium 226, avec lequel le Plomb 210 est naturellement en équilibre, de la valeur totale de l'activité en Plomb 210 dans le sédiment. Les activités sont exprimées en mBq.g^{-1} et les erreurs sont basées sur 1σ de déviation standard du comptage statistique et du temps de comptage soit $\pm 0.01\text{mm/an}$. L'erreur sur la valeur de Plomb 210 en excès a été obtenue par propagation des erreurs du Plomb 210 total et du Radium 226. Enfin, la vitesse de sédimentation a été calculée en considérant que l'activité de la particule déposée à un endroit est constante dans le temps et à partir des profils de $^{210}\text{Pb}_{xs}$ en utilisant le modèle flux constant- sédimentation constante de Robbins (1978) :

$$[^{210}\text{Pb}_{xs}] = [^{210}\text{Pb}_{xs}]_0 \exp\left(-z \frac{\lambda}{S}\right) \quad (3.1)$$

où $[^{210}\text{Pb}_{xs}]_0$, représente l'activité du Plomb 210 en excès à la surface ou à la base de la couche de mélange, z la profondeur, λ la constante de désintégration radioactive du Plomb 210 ($\lambda = 0.0311\text{an}^{-1}$), et S le taux d'accumulation de sédiments.

Datation Carbone 14, ^{14}C Nous ne pouvons faire des modèles de récurrence de tremblements de terre sans avoir de contraintes temporelles sur nos carottes. Pour cela, nous avons utilisé la méthode par datation Carbone 14 qui permet de dater des organismes morts jusqu'à une limite de 50 000 ans. C'est la datation la plus utilisée pour les périodes allant du Pléistocène à l'Holocène lorsqu'il existe des échantillons calcaires.

Le Carbone 14 est produit en permanence dans la haute atmosphère par interaction du rayonnement cosmique avec l'Azote (^{14}N). Cet isotope radioactif du Carbone a une demi-vie de 5568 ± 30 ans (la valeur réelle est de 5734 ± 40 ans mais par convention la première valeur continue d'être employée) et est continuellement présent en proportion faible et constante dans tout organisme vivant. À la mort de ces derniers, le ^{14}C n'est plus incorporé et sa quantité décroît selon la loi exponentielle :

$$\frac{dN(x, t)}{dt} = P(x, t) - \lambda N(x, t)$$

où $P(x, t)$ représente la production de l'isotope (soit ici ^{14}C) et $\lambda N(x, t)$ la désintégration radioactive avec λ le temps de désintégration de l'isotope (an^{-1}).

Ainsi, en mesurant le rapport $^{14}\text{C}/C_{\text{total}}$ on obtient l'âge de la mort de l'organisme et donc celui de l'environnement entourant l'organisme au moment de sa mort.

Dans le cadre de ce travail, nous avons daté quatre types de matériel : des foraminifères benthiques et planctoniques, du sédiment total et des coquillages récupérés au coeur des turbidites. Les échantillons ont été datés par les laboratoires Artemis (LMC14, LSCE, Orsay) et par AEON laboratories (Texas, Etats-Unis). Le dernier laboratoire a été sollicité lorsque nous avons eu de très faibles quantités de matériel ($< 1.5\text{ mg}$). Les âges obtenus ainsi que les profondeurs datées

3.1 Matériel et Méthodes

sont fournis en annexes.

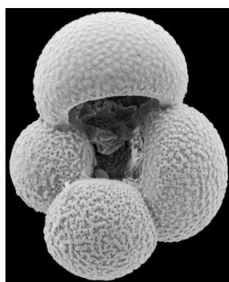
Les foraminifères Les foraminifères sont des micro-organismes à coquille calcaire. Les échantillons de foraminifères ont été en partie extraits par Elisabeth Tellier à Liège et les autres préparés au laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE) sous la direction d'Elisabeth Michel. Nous avons échantillonné des foraminifères planctoniques et benthiques.

Les foraminifères planctoniques peuvent vivre jusqu'à 1000 m de profondeur et nécessitent des conditions physico-chimique stables. En conséquence on en trouve très peu lorsque la salinité baisse ou dans un événement turbiditique. Nous avons principalement échantillonné des foraminifères *Globigerina bulloides* qui sont des foraminifères vivants à des profondeurs d'eau intermédiaires (100-200 m) et qui sont situés dans des zones de forte productivité et environnements dits froid (Fig.3.13-Part A).

Les foraminifères benthiques sont plus souvent rencontrés dans des eaux profondes (à la surface du sédiment, enfouis, sur les supports végétaux ou rocheux). Nous avons principalement échantillonné des foraminifères de zone suboxique (Fig.3.13-Part B). Pour plus de détails se reporter au fascicule d'introduction aux foraminifères Bellier et al. (2010).

L'échantillonnage des foraminifères a posé problème dans le sens où la quantité prélevée était très faible.

Part A = Planktonic foraminifers sampled



Globigerina bulloides

Part B = Benthic foraminifers sampled



Bulima ex gr. marginata



Uvigerina peregrina



Bulima ex gr. marginata



Melonis barleeanum

FIG. 3.13 – Photographies des différents types de foraminifères extraits

Mollusques Les mollusques à coquille calcaire n'ont pu être échantillonnés que dans les niveaux plus sableux. Le remaniement associé à ces événements pose un problème sur la va-

lidité de la datation. Néanmoins, certaines dates sont potentiellement fiables comme discuté dans le chapitre 4.

3.1.4 Méthodes pour l'étude Paléomagnétique

Nous allons dans la partie suivante introduire les différentes méthodes (magnétiques et imageries) utilisées dans le cadre de notre étude paléomagnétique. Après un bref aperçu des différentes techniques de mesure nous détaillerons les différentes propriétés magnétiques qui nous ont été utiles dans le cadre de cette étude : l'aimantation rémanente naturelle, l'aimantation rémanente anhystérétique, susceptibilité magnétique, le S-ratio et la susceptibilité magnétique en chauffe. Nous parlerons également du microscope électronique à balayage (MEB) qui nous a permis d'obtenir des images de haute résolution ainsi qu'une analyse semi-quantitative des minéraux présents dans les carottes.

Cette étude paléomagnétique a été utilisée dans le but de retrouver les caractéristiques magnétiques globales au niveau de la Mer de Marmara afin d'avoir une méthode indépendante de calibration en âges. Elle nous a également amenés à caractériser un processus de diagenèse précoce observé dans toutes nos carottes.

Mesures de l'aimantation : magnétomètre horizontal

Les mesures de l'aimantation ont été réalisées à l'aide d'un magnétomètre supraconducteur à capteur SQUID DC (pour Superconducting QUantum Interference Device) horizontal (2G entreprises) muni d'une bobine haute résolution et dont le bruit de fond est de l'ordre de $10^{-11} A/m^2$ ($10^{-12} A/m^2$ en théorie).

Les magnétomètres cryogéniques à SQUID sont basés sur le principe fondamental de la supraconductivité qui permet de mesurer finement les variations du champ magnétique.

La supraconductivité a pour principe que la résistance électrique d'un matériau supraconducteur disparaît lorsqu'il est placé à très basse température (4.2°K pour l'Hélium). Lorsque le matériel contient déjà une information magnétique, comme dans le cas de sédiments marins, le passage de l'état normal à supraconducteur en présence d'un champ magnétique permet d'exclure le champ magnétique du matériel (effet Meissner) afin de garder la propriété d'un champ magnétique total nul.

Ainsi, le SQUID est un système électronique très sensible qui permet de mesurer très précisément les variations du champ magnétique même très faibles.

On place les échantillons dans le squid et les bobines sont réglées à zéro pour enlever le bruit de fond résiduel. La bobine va mesurer le moment magnétique² de l'échantillon selon trois directions (M_x , M_y , M_z) qui peuvent être converties en terme d'intensité, inclinaison, déclinaison

²le moment magnétique est une grandeur qui permet de mesurer l'intensité d'une source magnétique

3.1 Matériel et Méthodes

selon les équations suivantes (Butler, 1992) :

$$\text{inclinaison} = \arcsin \left(M_z / \sqrt{M_x^2 + M_y^2 + M_z^2} \right)$$

$$\text{declinaison} = \text{atan}(M_y / M_x)$$

$$\text{intensité} = \sqrt{M_x^2 + M_y^2 + M_z^2}$$

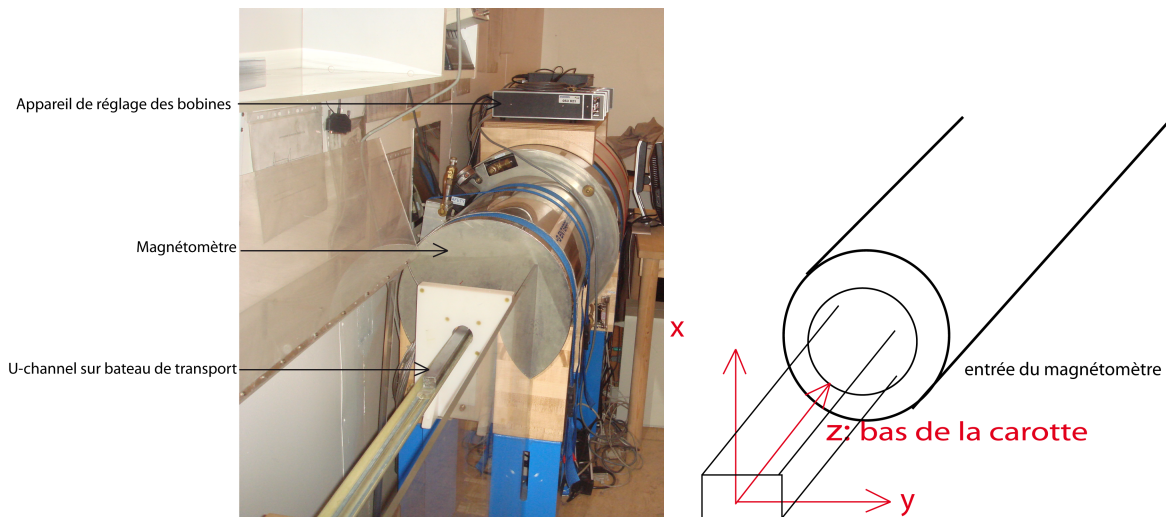


FIG. 3.14 – Magnétomètre du laboratoire de paléomagnétisme de l’IPGP à droite. A gauche : orientation des trois directions x, y, z dans le magnétomètre et correspondance avec les directions magnétiques.

Les mesures ont été effectuées au laboratoire de paléomagnétisme de l’Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP) sous la direction de Julie Carlut ainsi qu’au Laboratoire des Sciences du Climat et de l’Environnement (LSCE à Orsay) sous la direction de Catherine Kissel. Les mesures des différents laboratoire sont cohérentes entre elles ; le tableau récapitulatif des carottes étudiées (Table 3.1.5) et des mesures de magnétisme effectuées indiqueront également dans quel laboratoire la donnée a été obtenue.

Mesure de l’aimantation naturelle : NRM

L’aimantation rémanente naturelle, ou NRM (Natural Remanant Magnetization), est une aimantation acquise naturellement qui peut provenir d’un grand nombre de processus au cours de l’histoire géologique de la roche (enfouissement, réactions chimiques, thermiques, métamorphisme, circulation de fluides, etc.). Dans le cas des sédiments marins, elle reflète les caractéristiques du champ magnétique au moment du dépôt et permet de reconstruire les variations du champ magnétique à l’échelle des temps géologiques.

La NRM est la première aimantation mesurée en laboratoire et peut être constituée de deux composantes : une composante primaire et une composante secondaire.

La composante primaire, celle acquise durant la formation de la roche et la plus intéressante pour le paléomagnétisme, est elle-même fonction de trois formes :

- l’aimantation rémanente thermique

3.1 Matériel et Méthodes

- l'aimantation rémanente chimique
- l'aimantation rémanente détritique

Nous ne serons concernés dans notre étude que par l'aimantation rémanente détritique et ne discuterons pas des deux premières aimantations.

La composante secondaire est une ré-aimantation qui peut être acquise après la formation de la roche et qui se mélange à la composante primaire du signal. Elle provient notamment de changements chimiques sur les minéraux ferromagnétiques associés à la foudre (IRM) ou à des temps d'exposition prolongés au champ magnétique après le dépôt de la roche (VRM).

L'Aimantation rémanente détritique (Fig. 3.15) est généralement acquise lorsque les particules ferromagnétiques détritiques, et déjà aimantées, s'alignent avec le champ magnétique ambiant pendant leur dépôt. Dans les sédiments marins, cet alignement a lieu lors du processus de dépôt à l'interface eau/sédiment. Les moments magnétiques sont bloqués de manière mécanique par le poids de la colonne eau + sédiments. L'aimantation mesurée sera donc une moyenne de tous les moments magnétiques des particules.

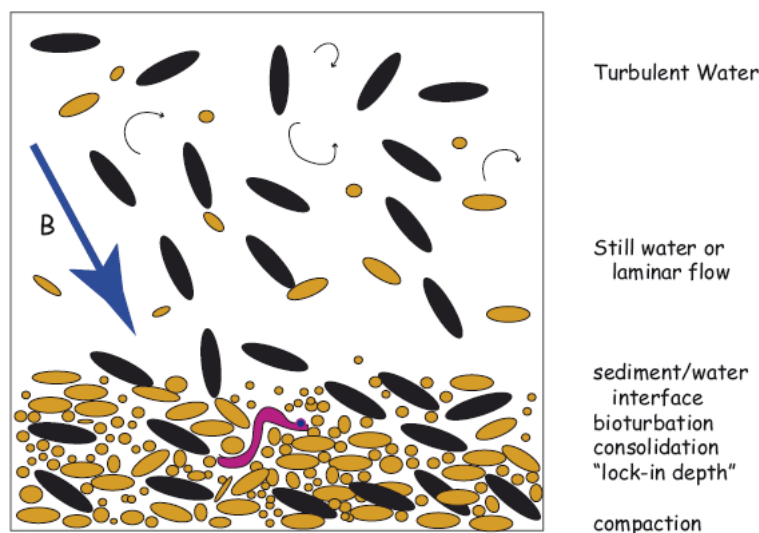


FIG. 3.15 – Schéma expliquant le processus d'aimantation détritique. Les minéraux magnétiques (en noir sur le dessin) qui se déposent et qui peuvent bouger librement s'alignent en moyenne avec le champ magnétique externe (flèche noire) au moment de leur dépôt (Re-drawn from Tauxe (1993).)

Nous allons à présent introduire l'aimantation rémanente visqueuse.

L'Aimantation rémanente visqueuse est le changement graduel de l'aimantation d'une roche placée à température ambiante dans un champ magnétique sur une longue période de temps. C'est l'aimantation secondaire la plus courante et elle dépend du temps passé dans le champ magnétique après formation (plus le temps est long, plus elle sera importante), de la force du champ ainsi que de la composition minéralogique et de la taille des grains.

De manière générale, on accède à l'aimantation fossile du signal en réalisant des étapes de désaimantation (soit par chauffage thermique soit par application d'un champ alternatif³), qui permettent de retirer les composantes secondaires du signal.

Nous avons, dans le cadre de notre étude, utilisé la méthode par champ alternatif. Les paliers de désaimantation, avec un pas de 2 cm le long des u-channel⁴, ont été de deux types : le "classique" (0 mT, 5 mT, 10 mT, 15 mT, 20 mT, 25 mT, 30 mT, 40 mT, 50 mT, 70 mT et 90 mT) et le "small protocole" (0 mT et 20 mT). Le deuxième protocole n'a été utilisé qu'en raison de contraintes temporelles. Les données étaient longues à acquérir et pour des raisons d'emploi du temps les manipulations n'ont pu être effectuées que peu de temps avant une manipulation dite destructrice. Ces mesures ont été effectuées sur toutes les carottes en notre possession (Table 3.1.5).

Ré-aimantation en laboratoire : l'ARM et l'ARI

L'aimantation rémanente anhystérétique ou ARM (Anhysteretic Remanent Magnetization), est une manière non naturelle (i.e en laboratoire) d'aimanter les roches. Ces dernières sont aimantées en surimposant à un champ magnétique direct et faible un champ alternatif dont l'amplitude décroît progressivement. Seule, elle est un bon indicateur de la variation en concentration des grains.

Cette méthode est généralement utilisée pour :

- Retrouver la paléointensité relative dans les sédiments marins et lacustres en normalisant les données de NRM,
- Caractériser les porteurs magnétiques et la granulométrie magnétique,
- Étudier les aspects fondamentaux du magnétisme.

Pour les sédiments marins, on normalise les valeurs NRM par les valeurs d'ARM afin de s'affranchir de la concentration et de la taille des grains (Tauxe, 1993; Valet, 2003).

Ainsi, le rapport NRM/ARM peut être une mesure fiable de la paléointensité aux conditions suivantes (King et al., 1983) :

- La magnétite doit être le porteur magnétique principal,
- La granulométrie magnétique ne doit pas beaucoup varier,
- La concentration en magnétite doit être plus ou moins uniforme le long de la carotte

L'Aimantation rémanente isotherme s'acquiert lorsqu'une roche est exposée à un champ très élevé pendant un court instant à une température constante. La foudre en est l'exemple le plus courant. Nous n'en discuterons pas plus car ce phénomène est très peu probable pour les sédiments marins.

Dans notre étude, nous avons fait les mesures d'ARM sur le même appareil que pour les mesures de NRM et ce également dans les deux laboratoires de l'IPGP et du LSCE avec le même pas de mesure (2 cm). Nous n'avons, par contre, utilisé que les deux paliers d'aimantation 0 mT

³La méthode dite de champ alternatif a pour but d'exposer l'échantillon dans un champ magnétique alternatif, de forme sinusoïdale, décroissant linéairement dans le temps.

⁴Un u-channel est un sous-échantillonnage d'une carotte. Il a une forme rectangulaire

et 20 mT pour cette mesure car la normalisation s'effectuant sur la mesure de NRM il n'était pas utile de faire plus de paliers.

Mesure de la susceptibilité magnétique

La susceptibilité magnétique est un paramètre qui permet, au moyen d'une mesure non destructive, de caractériser la nature et l'intensité de la réponse des particules chargées d'un sédiment soumis à un champ magnétique externe (Butler, 1992; Tauxe, 2010). Nous avons lors de nos mesures utilisé un Bartington™ couplé à un capteur MS2E de résolution 2.10^{-6} SI. Le capteur génère un champ magnétique de basse fréquence et basse intensité autour de lui. Quand on le place sur les sédiments, le changement de champ induit est enregistré et converti en valeur de susceptibilité magnétique. La susceptibilité magnétique, χ , s'exprime de la manière suivante : $\chi = \frac{M}{H}$,

où M est la mesure de l'aimantation induite par le champ magnétique H.

Cette mesure est sensible au type (ferrimagnétique, paramagnétique et diamagnétique) et à la concentration en grains magnétiques. Elle permet donc d'avoir une indication sur les variations de composition magnétique et de classer le matériel en fonction de sa réponse au champ externe appliqué. Un tableau récapitulatif des valeurs moyennes de susceptibilité magnétique pour les différents minéraux magnétique est présenté à la fin du paragraphe 3.1.4.

Nos mesures se sont faites à température ambiante et avec un pas d'échantillonnage de 5 mm sur une demi-section des carottes recouverte d'un film plastique. Certaines carottes (Klg02, Klg06 et Klg07) ont été remesurées avec un pas de 2 cm grâce à un bartington MS2C au LSCE nous permettant d'acquérir des valeurs de susceptibilité magnétique volumique sur le u-channel, et ainsi, de comparer avec les données obtenues à la main sur les demi-carottes. Les résultats sont identiques.

Phases de haute et basse coercivité : le S-ratio

La mesure du rapport "S-ratio" (aimantation rémanente isotherme à saturation : SIRM) a été définie afin de décrire les différentes contributions des phases magnétiques de basse et haute coercivité⁵ dans un échantillon et d'étudier la variation de ces différentes contributions le long de la carotte. Nous avons effectué cette mesure afin d'étudier l'évolution de la minéralogie magnétique lors de la diagenèse précoce.

Dans un premier temps, l'échantillon est placé dans un électro-aimant réglé à une valeur de 1 T (qui correspond à la valeur de saturation des phases de haute coercivité, comme l'hématite ou les sulfures), puis à nouveau placé dans l'électro-aimant dans le sens opposé à 0,3 T (qui correspond à la saturation des minéraux de basse coercivité, comme la magnétite). Le fait d'inverser le sens du champ entre les deux mesures permet de déterminer la quantité de minéraux peu coercitifs pouvant être remagnétisés par un champ contraire.

La valeur du rapport est ensuite calculée de la manière suivante (Bloemendal et al., 1992; Passier et al., 2001) :

$$S = \left(\frac{I_{0,3T}}{I_{1T}} + 1 \right) / 2$$

⁵La coercivité magnétique est un terme qui caractérise la résistance d'un minéral à l'aimantation. S'il suffit d'appliquer un champ faible alors le minéral est dit peu coercitif, dans le cas contraire on dit qu'il a une forte coercivité

Lorsque celui-ci vaut 1, l'échantillon est dominé par des minéraux porteurs de basse coercivité. Lorsqu'il descend en dessous de 1 il y a mélange (plus le rapport est petit plus la quantité de minéraux à coercivité élevée est importante).

L'échantillonnage se fait à partir de u-channel dans des cubes de 2x2 cm. L'appareil utilisé a été un JR6 situé au laboratoire de paléomagnétisme de l'IPGP avec un bruit de fond de $5 \cdot 10^{-9} \text{ A/m}^2$. La valeur d'intensité de 1 T correspond sur l'électro-aimant à une tension de 36.7 V, celle pour 0.3 T est de 10.08 V.

Nous avons utilisé cette méthode sur les carottes du bassin de Çınarcık (Klg03 et Klg04) et du haut topographique du Western High (Klg06 et Klg07). Le pas d'échantillonnage a été de 10 cm environ loin de la diagenèse, puis de 5 cm proche de la diagenèse et enfin entre 1 et 3 cm juste avant, pendant et juste après le phénomène. Les données sont fournies en annexes.

Mesure de la susceptibilité Magnétique en Chauffe (Thermomagnetic curves)

La mesure de susceptibilité magnétique en chauffe a pour but d'identifier et caractériser la composition minéralogique magnétique d'un échantillon via la température de Curie. Nous avons effectué cette mesure en complément de celle du S-ratio afin de caractériser l'évolution de la granulométrie magnétique pendant la diagenèse ainsi que de discriminer les proportions relatives entre les oxydes et les sulfures dans le sédiment. Cette mesure est sans considération pour le contenu en hématite. En effet, ce minéral est 200 fois moins aimanté que la magnétite ce qui signifie que son signal ne sera visible que si le minéral y est 200 plus important en termes de masse que les autres minéraux. Une mesure de comparaison a néanmoins été effectuée en chauffant jusqu'à la température de Curie de l'hématite (675°C) et est présentée Fig. 3.16.

La mesure se fait par une étape de chauffage à partir de la température ambiante (22°C) jusqu'à 660°C puis par une étape de refroidissement de l'échantillon de 660°C jusqu'à la température ambiante. La manipulation se fait en atmosphère neutre, nous avons utilisé de l'Argon pour cela (car la présence d'oxygène est totalement réduite évitant une oxydation malencontreuse). L'appareil de mesure utilisé a été un CS3-KLY3 avec le logiciel de traitement MX-CS3 au laboratoire de géologie de l'Ecole Normale Supérieure (ENS). La sensibilité de l'appareil est de 10^{-7} SI et la température est définie à $\pm 2^\circ\text{C}$.

Les mesures ont été effectuées sur les carottes Klg03, Klg04 et Klg07 avant, pendant et après la diagenèse. Quatre échantillons ont été analysés pour la carotte Klg03, dix pour Klg04 et onze pour Klg07 (leur position sera fournie en annexes avec les courbes).

3.1 Matériel et Méthodes

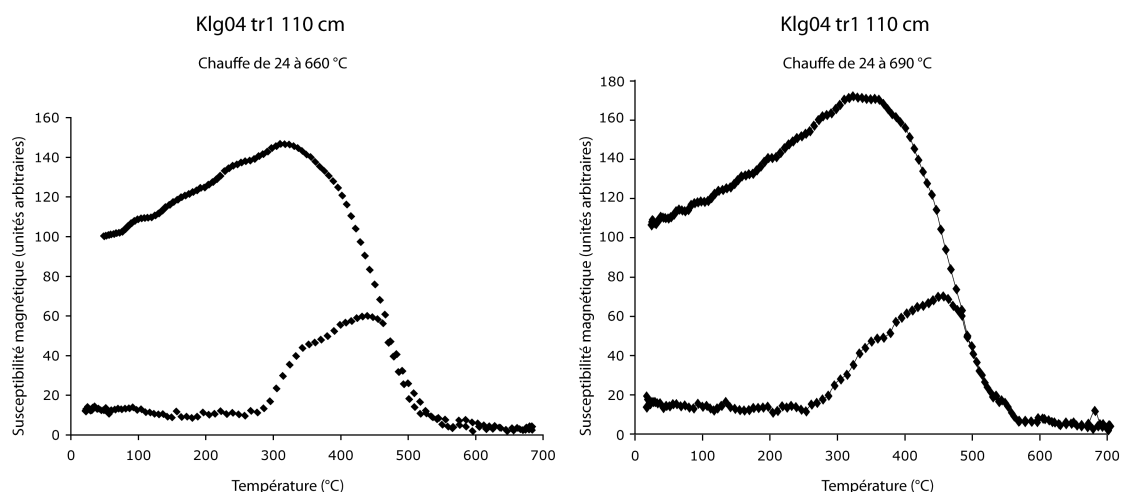


FIG. 3.16 – Comparaison des mesures de susceptibilité magnétique en chauffe avec les paliers 20 à 660°C (à gauche) et 20 à 680°C

Mineral	Formula	magnetization	χ (SI)	Coercivity	T_C (°C)	M_s ($A.m^2.kg^{-1}$)
Magnetite	Fe_3O_4	Ferrimagnetic	$3 \cdot 10^6$	low	580	92
Ti-magnetite	$Fe_{2,4}Ti_{0,6}O_4$	Ferrimagnetic	$0.13 - 0.62 \cdot 10^6$	low	150	24
Pyrrhotite	Fe_9S_{10}	Ferrimagnetic	$3.2 \cdot 10^6$	high	320	20
Greigite	Fe_3S_4	Ferrimagnetic		low	>320	59
Hematite	Fe_2O_3	Anti-ferromagnetic	$0.5 - 40 \cdot 10^3$	high	680	0.4
Pyrite	FeS_2	Paramagnetic	$1.5 \cdot 10^3$	high		

TAB. 3.1 – Tableau résumant les principales caractéristiques des minéraux magnétiques. M_s représente l'aimantation à saturation du minéral considéré. M_s représente l'aimantation à saturation du minéral.

Description semi-quantitative par utilisation du Microscope Electronique à Balayage (MEB)

Nous avons utilisé la méthode semi-quantitative du Microscope Electronique à Balayage (MEB) en utilisant un microscope à émission de champ (Fe-SEM Zeiss SIGMA) équipé d'un détecteur EDS (X-MarTM, Oxford Instrument) permettant d'obtenir une analyse en composant chimique.

Cette technique a été utilisée dans le but d'observer les minéraux magnétiques et d'acquérir une idée de l'évolution de la proportion entre les différentes phases magnétiques le long des carottes (Fig. 3.17). Le principe de l'appareil repose sur les interactions du faisceau d'électrons de l'appareil et du matériel étudié. Les électrons qui sont rétro-diffusés après avoir bombardé l'échantillon, permettent d'obtenir une image de l'échantillon avec une résolution de $\pm 0.01 \mu m$. Il est également possible d'avoir une analyse en composant chimique. L'avantage de cette technique est que peu de matériel est nécessaire (<2 g). Nous avons imagé et analysé des échantillons tamisés à la fraction < $63 \mu m$ qui ne nous étaient pas utiles pour les datations. Ils ont été métallisés au Carbone avant analyse puis placés dans l'appareil sous vide.

3.1 Matériel et Méthodes

Nous avons analysé des échantillons provenant des carottes Klg04 (8 échantillons), Klg05 (5 échantillons), Klg06 et Klg07 (1 échantillon pour les deux).

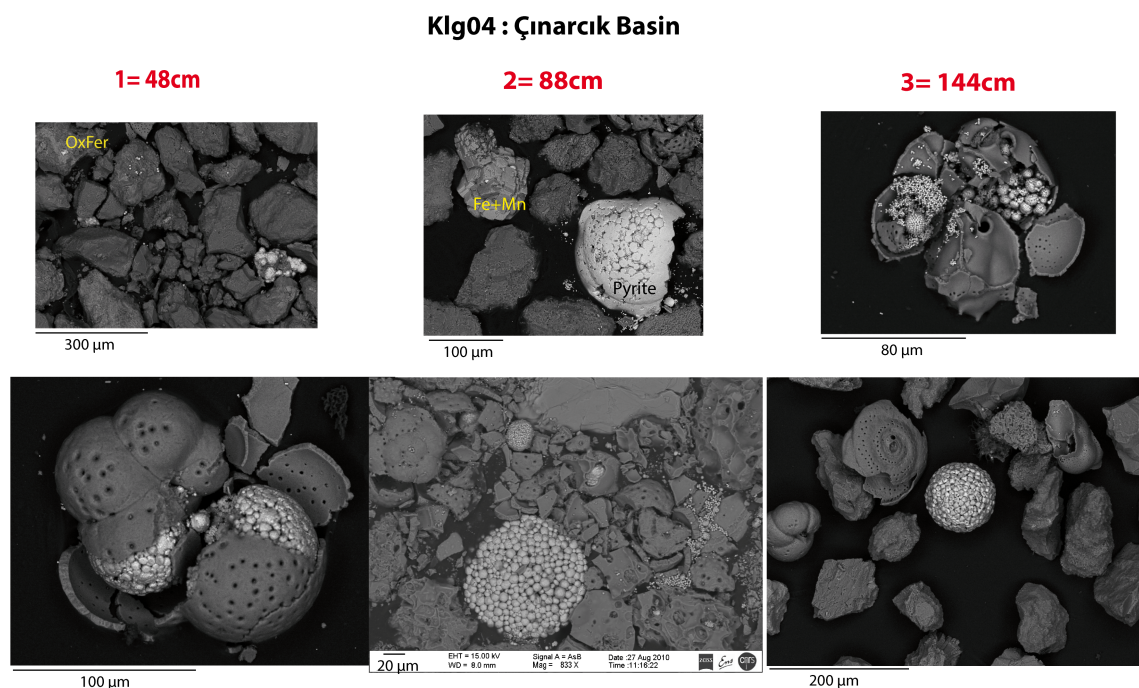


FIG. 3.17 – Exemples d’observations effectuées par le MEB pour la carotte Klg04 située au niveau du bassin de Çınarcık pour les différentes étapes (avant, pendant et après) de la diagenèse. La pyrite est présente tout le long de la carotte mais devient de plus en plus importante. Des oxydes de Fer sont présents dans le haut de la carotte et ne sont plus visibles par la suite.

3.1.5 Tableau récapitulatif des manipulations effectuées

core	tr	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Core Length (m)	water depth (m)	XRF	NRM	ARM	pas Grain size	pas MS
Klg02	tr1*	40°50.28	28°00.54	4.03	1266	10 keV et 30 keV	0-90 mT	0 et 20 mT	10 mm	5 mm
	tr2*									
	tr3*									
Klg03	tr1	40°47.98	28°59.55	3.74	1241	10 keV et 30 keV	0 et 20 mT	0 et 20 mT	10 mm	5mm
	tr2									
	tr3*									
Klg04	tr1	40°48.60	29°00.73	4.19	1206	10 keV et 30 keV	0-90 mT	0 et 20 mT	10 mm	5mm
	tr2									
	tr3*									
Klg05	tr1	40°48.50	27°37.30	3.41	1123	10 keV et 30 keV	0-90 mT	0 et 20 mT	10 mm	5mm
	tr2									
	tr3									
Klg06	tr1*	40°48.50	27°44.08	3.71	726	10 keV et 30 keV	0-90 mT	0 et 20 mT	10 mm	5mm
	tr2*									
	tr3*									
Klg07	tr1*	40°49.11	27°54.44	4.32	1065	10 keV et 30 keV	0-90 mT	0 et 20 mT	10 mm	5mm
	tr2*									
	tr3*									
Klg08	tr1	40°49.11	27°33.22	3.85	1111	10 keV et 30 keV	0 et 20 mT	0 et 20 mT	10 mm	5mm
	tr2									
	tr3*									

TAB. 3.2 – Tableau récapitulatif des mesures effectuées sur les carottes étudiées et le lieu de manipulation concernant le magnétisme (les tronçons indiqués avec une étoile sont ceux qui ont été mesurés au LSCE). La manipulation dite de small protocole correspond aux paliers 0 et 20 mT tandis que les paliers classiques de désaimantation (0 ; 5 ; 10 ; 15 ; 20 ; 25 ; 30 ; 50 ; 70 et 90) sont indiqués par 0-90 mT 3.1.4

Chapitre 4

Etude de paléosismologie en Mer de Marmara

Dans ce chapitre nous allons présenter le résultats de notre travail concernant l'enregistrement des tremblements de terre dans les différents bassins de la Mer de Marmara. La première partie est un article accepté au journal NHESS et porte sur la partie ouest de la Mer de Marmara. Les turbidites identifiées ont été décrites. Elles ont toutes une signature granulométrique particulière et sont identifiées comme des sismoturbidites. Une corrélation au travers des bassins a également été effectuée grâce aux variations environnementales et anthropiques observées dans le signal granulométrique et géochimique. Par manque de datations nous n'avons pas pu relier les sismoturbidites aux tremblements de terre historiques mais par les données de ^{210}Pb nous avons contraint l'âge de la première turbidite. Elle correspond au tremblement de terre de 1912. La deuxième partie porte sur l'étude du Bassin de Çınarcık et se présente sous forme d'article (article en préparation). Les deux carottes étudiées nous ont permis de discuter de la sensibilité des sites d'échantillonnage sur l'enregistrement des séismes. De plus, nous avons pu par la corrélation des carottes étudiées, mélanger les âges obtenus sur les deux carottes pour construire un premier modèle d'âge des événements ayant lieu sur le segment de Prince's Island.

4.1 The earthquake sedimentary record in the Western part of the Sea of Marmara, Turkey (accepted in NHESS)



The earthquake sedimentary record in the western part of the Sea of Marmara, Turkey

L. Drab¹, A. Hubert Ferrari², S. Schmidt³, and P. Martinez³

¹CNRS/INSU, UMR8538, Laboratoire de Géologie de l'Ecole Normale Supérieure, Paris, France

²Université de Liège, bâtiment de géographie physique, Département de Géographie, Université de Liège Allée du 6 août, 2, Bât. B11, Sart Tilman 4000, Liège, Belgique

³UMR 5805 EPOC, OASU, Site de Talence, Université Bordeaux 1, Avenue des Facultés 33405, Talence Cedex, France

Correspondence to: L. Drab (drab@geologie.ens.fr)

Received: 14 September 2011 – Revised: 3 March 2012 – Accepted: 18 March 2012 – Published: 27 April 2012

Abstract. The submarine part of the North Anatolian Fault (NAF) is a very significant hazard for the 12 million people living in Istanbul (Turkey). An accurate seismic risk assessment necessitates paleoseismological data, which can be retrieved in the Marmara Sea by using sedimentary cores. Here, a record of turbidites was obtained in five cores, spanning the Tekirdağ Basin, the Western High and the Central Basin linked by the Tekirdağ fault segment. The turbidites are synchronous at different sites across the two basins and through the structural high pointing to shaking by earthquakes as a triggering mechanism. In particular, the $M = 7.4$ 1912 Mürefte earthquake left a distinctive sedimentary imprint in all the studied cores. Radiocarbon dating implies a turbidite recurrence interval of about 300 yr. The low number of seismo-turbidites documented in the Central Basin compared to the Tekirdağ Basin suggests quasi-synchronous ruptures of the Tekirdağ Segment and the adjacent Central Segment of the NAF or a partial seismic slip on the Central Segment. Both scenarios have implications regarding seismic hazard. Finally, though we obtained a paleoseismological record of the ruptures along the Tekirdağ Segment, further chronological constraints are needed to better date the events and to confirm the completeness of the obtained record.

1 Introduction

Hazard risk assessment for populations living in tectonically active areas can be improved using paleoseismology, by building an extended database of major earthquakes and earthquake recurrence time (Fraser et al., 2010). Even though

most studies in this field of inquiry were historically based on on-land field work, e.g. in California, in Turkey, in Italy, in Himalayas, in Tibet (Dolan et al., 2003; Weldon et al., 2004; Galli et al., 2008; Kondo et al., 2008; Fraser et al., 2010; Klinger et al., 2011), recently interesting offshore studies have appeared (Goldfinger et al., 2003a; Goldfinger, 2011). These studies use the identification of mass-wasting deposits triggered by large earthquakes to obtain records of events over 1000s of years (McHugh et al., 2006; Beck et al., 2007). Mass-wasting deposits related to earthquakes have a specific signature and can be distinguished from other deposits emplaced by hyperpycnal flow, wave storm loading, among others (Gorsline et al., 2000; Nakajima and Kanai, 2000; Shiki et al., 2000; Beck et al., 2007). Earthquake-triggered turbidites may mobilise 5 to 10 times the sediment volume of classical turbidites (Gorsline et al., 2000) and usually show liquefaction or flaser bedding structures (Beck et al., 2007). Their granulometric signature reflects a high energy transportation mechanism, forming a mass flow and a very large suspension cloud (Shiki et al., 2000). As a result seismo-turbidites have a sharp and wavy erosional base (Shiki et al., 2000), and can be divided into a basal sand sublayer and a thick silt sublayer, characterized by a poor size grading and coeval deposition of sand, silt and clay particles (Nakajima and Kanai, 2000; Shiki et al., 2000).

In this paper, we study the turbiditic sedimentation in the Marmara Sea, which is crossed by the North Anatolian Fault, a major active strike-slip fault, causing the rupture of $M \geq 7$ earthquakes. The presence of the urban area of Istanbul on its shoulder, where about 12 million people live, makes this region a major spot for seismic hazard studies. We identified

turbiditic deposits in five 3 to 4 m-long cores, which sample its different basins and highs. We then use global sedimentological changes to correlate the different cores and to characterize the general depositional pattern in the Marmara Sea. Radiogenic lead data allow us to discriminate the turbidites triggered by the 1912 earthquake. The granulometric characteristics of the other turbidites, their lateral extent and the synchronicity of proximal and distal deposits are used to infer a seismic trigger. Finally, we discuss the paleoseismological implication of the identified seismo-turbidites.

2 Settings

2.1 Tectonic setting

The North Anatolian Fault (NAF) is a 1500 km-long dextral strike slip fault, accommodating the westward extrusion of the Anatolian Plate (Barka and Kadinsky-Cade, 1988; Sengör et al., 2005). In the Marmara Sea area, the NAF separates into branches, spreading out the deformation over a width of 130 km (Barka and Kadinsky-Cade, 1988). The northern branch of the NAF accommodates most of the deformation (McClusky et al., 2003) and runs across the 170 km-long Marmara Sea.

The Marmara Sea is composed of three-aligned marine pull apart basins, reaching a maximum water depth of 1250 m (Le Pichon et al., 2001; Armijo et al., 2002; Sarı and Çağatay, 2006). From west to east the basins are called Tekirdağ, Central and Çınarcık. They are respectively associated with the present active Tekirdağ, Central and Çınarcık fault segments (Fig. 1). The different faults segments and the related basins have been imaged by seismic reflection and refraction profiles (Seeber et al., 2006; Carton et al., 2007; Bécel et al., 2009) and modelled (Hubert-Ferrari et al., 2000; Muller and Aydin, 2005). The basins are separated by two topographic ridges: the Western High and Central High, with a respective water depth of 700 m and 900 m (Le Pichon et al., 2001; Armijo et al., 2005). The basins are sensitive to mass-wasting events triggered by major earthquakes, rupturing the fault strand, which crosses them (McHugh et al., 2006; Sarı and Çağatay, 2006; Beck et al., 2007).

2.2 The historical earthquake record

The northern branch of the NAF in the Marmara Sea is a major active fault characterized by a GPS-based right-lateral slip rate about 20 mm yr^{-1} (McClusky et al., 2003). The resulting accumulated stresses are episodically released by major and destructive earthquakes recorded in history over 2000 yr (Ambraseys, 2002). During the 20th century, the 1912 $M = 7.4$ Mürefte earthquake ruptured the Ganos Segment, located west of the Marmara Sea and probably also the offshore part of the Tekirdağ Segment (Armijo et al., 2005; Aksoy et al., 2010). In 1999, the $M = 7.4$ Izmit earthquake took place just east of the Marmara Sea (Hubert-Ferrari et al.,

2000). Five other events with $M > 7$ occurred during the period from 1509 to 1900 (1719, 1754, 1766 May, 1766 August, 1894) (Fig. 1, Ambraseys 2002; Pondard et al. 2007). The historical record provides earthquake damage data restricted to the on-land borders of the Marmara Sea and cannot be used alone to determine the epicenters and surface ruptures. Even recent earthquake databases do not provide routinely accurate earthquake epicenters and foci locations (Örgülü, 2011). Finally, submarine scarps associated with past recent ruptures in 1912 and possibly in 1894 complement the seismological data set (Armijo et al., 2005; Pondard, 2006).

2.3 Previous sedimentological core studies in the Marmara Sea

The Marmara Sea connects the Black Sea to the Aegean Sea through the Bosphorus and Dardanelles Straits. Because of its particular geographic situation, it is highly sensitive to climatic and environmental changes and was the focus of multiple sedimentological investigations (Çağatay et al., 2000; Abrajano et al., 2002; Hiscott et al., 2002; Major et al., 2002; Mudie et al., 2002; Vidal et al., 2010). A key issue for these studies is the understanding of the nature of the reconnection between the Black Sea and the Mediterranean Sea (catastrophic Major et al. 2002; or progressive Çağatay et al. 2000; Hiscott et al. 2002) $\sim 9 \text{ kyr BP}$ ago (Çağatay et al., 2000; Vidal et al., 2010).

Recent environmental changes related to anthropogenic disturbances were also identified. In particular, pollen studies (Mudie et al., 2002) put forward the occurrence of a progressive deforestation starting 4 kyr ago in the watershed surrounding the Marmara Sea. During the Beyşehir Occupation Phase (ca. 1300 yr BC to ca. AD 200–800 yr; Eastwood et al. 1998), vegetation changes and land degradation have been documented in the Lakes Manyas and Uluabat (Kazancı et al., 2004). In both lakes, which are part of the Kocasu River, a major source of sediments for the Marmara Sea, with higher rates of sedimentation started around 2 kyr BP. In parallel, a progressive increase in sedimentation rate on the southern Marmara shelf occurred (Kazancı et al., 2004) at the same time as the formation of the most recent sapropel, 4750–3500 14C yr BP ago (Çağatay et al., 2000). Eris et al. (2007) also suggested that the growth of the prodelta at the entrance of the Bosphorus was related to an increase in sediment supply triggered by the clearing of forests in watersheds.

In addition to paleoclimatic investigations, paleoseismology studies have recently used turbidites for deciphering the earthquake history (McHugh et al., 2006; Sarı and Çağatay, 2006; Beck et al., 2007). Multi-proxy analyses were performed on cores coming from Central Basin (McHugh et al., 2006; Beck et al., 2007) and Tekirdağ Basin (McHugh et al., 2006). Both authors conclude that (1) significant turbiditic deposition directly related to earthquake shaking occurs in

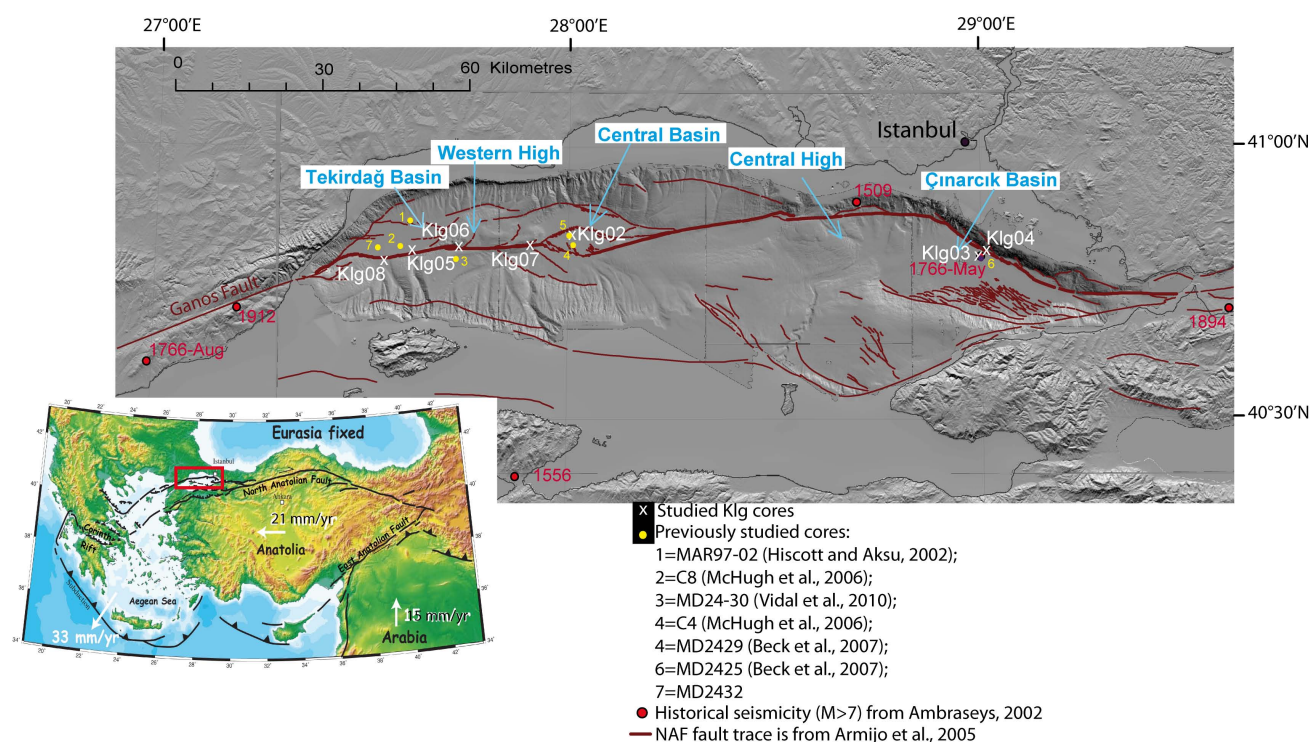


Fig. 1. General context of the Marmara Sea, crossed by the North Anatolian Fault (NAF). Main structures are labelled in blue. Global tectonic context of the Anatolian Plate is included as inset with GPS velocities from Reilinger et al. (2006), with a red box indicating the location of Fig. 1.

the Marmara Basin (McHugh et al., 2006; Beck et al., 2007), (2) basins' filling is mainly controlled by active faults (Uçarkuş, 2010) and may document earthquake rupture along the associated fault segments (McHugh et al., 2006; Beck et al., 2007), and (3) seismoturbidites are associated with oscillating bottom currents (seiche), with variable suspended load or bedload (Beck et al., 2007).

3 Material

The cores studied (Klg02 to Klg08) were collected in the Marmara Sea during the Marmascarps mission in 2002, shortly after the 1999 $M = 7.4$ Izmit earthquake (Armijo et al., 2005). The coring sites are similar to locations of ROV short cores (Uçarkuş, 2010) and long cores studied in Beck et al. (2007), Londeix et al. (2009), Vidal et al. (2010). The seven Kullenberg cores are 3.5 m to 4.5 m long (Table 1) and are distributed in specific areas along the fault (Fig. 1). They provide a link between very short interface cores (ROV) and the very long cores of the Marion Dufresne cruise, in which upper meters are often missing or strongly disturbed.

The Klg05 and Klg08 cores are situated 6 km apart in the southern part of the Tekirdağ Basin, along the Tekirdağ Segment of the NAF, at the outlet of deep canyons (Fig. 1). Fur-

ther east, the Klg06 core samples the intersection between the Western High and the Tekirdağ Basin, and the Klg07 core samples the intersection between the Central Basin and the Western High. These two cores, lying 15 km apart, are close to the Tekirdağ Segment. Klg02 is located in the inner part of the Central Basin pull apart (Armijo et al., 1999), between the Tekirdağ and the Central Segments of the NAF. Klg03 and Klg04 sample the Çınarcık Basin. The paper focuses on the Klg02, Klg05, Klg06, Klg07 and Klg08 cores, but the XRF-data obtained for the Klg04 core are presented here, because it highlights global sedimentary changes occurring across the whole Marmara Sea.

4 Methods

4.1 Core processing, imaging and physical properties

The sedimentary facies observed in cores were described first to provide a basic core log. The visual core description was based on colour, bedding, sedimentary structures and disturbances, grain size distribution, texture, bioturbation and fossil content. This description was refined by using X-ray radiograms, granulometric data, magnetic susceptibility measurements and XRF-scanning data.

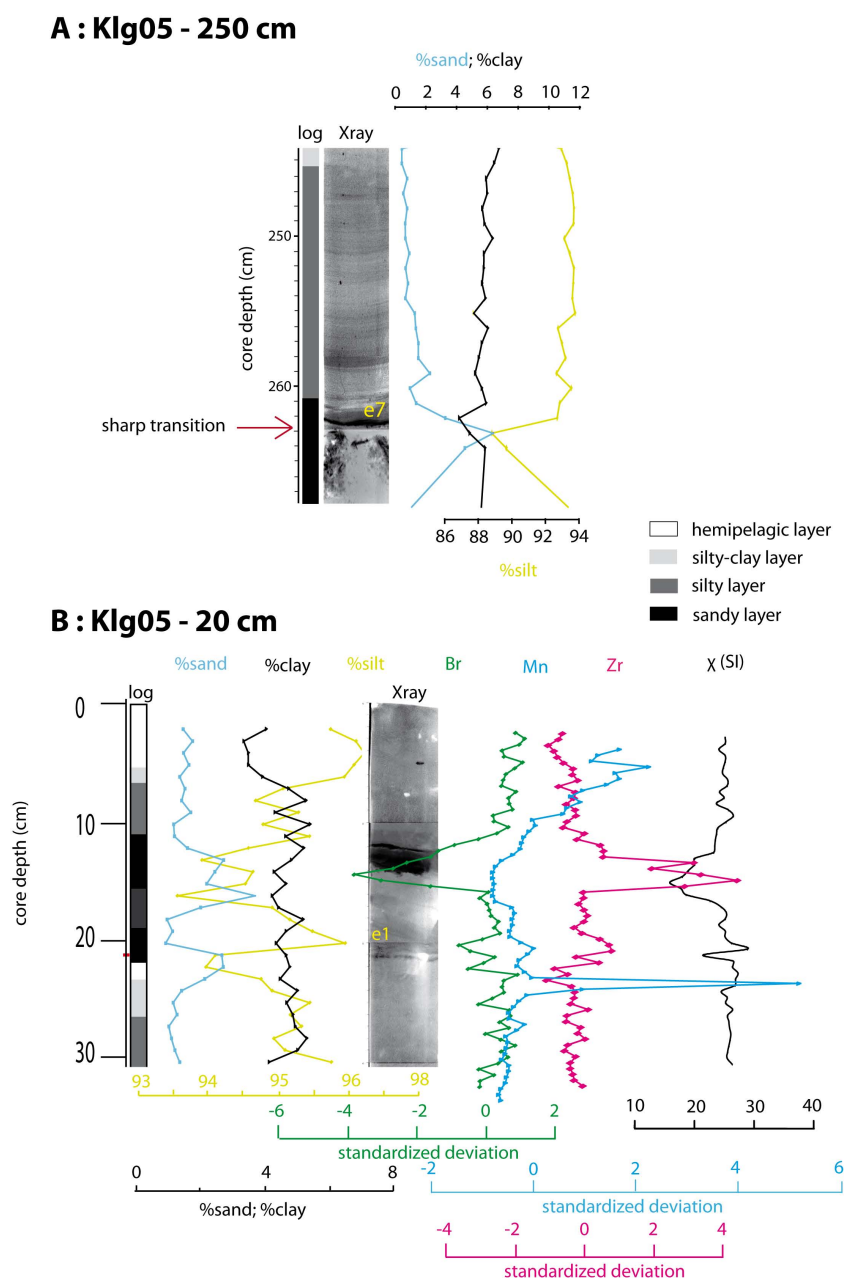


Fig. 2. Typical examples of turbidites: granulometric and geochemical signatures as described in Sect. 5. Turbidites are composed of a basal sandy sublayer, an upper silty sublayer with frequent laminations and a top light grey clayey sublayer. A: X-ray imagery and granulometry zooms of event 7 in Klg05. Yellow label on the X-ray indicates the position of the event as in Fig. 4. B: X-ray imagery, granulometry and geochemical profiles of event 1 in Klg05. Turbidites can have a positive signature in Zirconium (pink curve), negative in bromine (green curve). Manganese (blue curve) typically shows a peak just below turbidites. Yellow names indicate events as referenced in Fig. 4.

In the X-ray pictures (EPOC scopix system in Bordeaux 1 University), the grey scale is proportional to the X-ray penetration into the core and to the sediment density, with sand being usually black and clay light grey (Migeon et al., 1999). The X-ray imagery was particularly useful to identify all possible sedimentary structures, like lami-

nated coarser episodes, low angle symmetric cross lamination, ball-and-pillow structures, water-escape structures, displacements previously interpreted in sedimentary cores sampling the Tekirdağ Basin, as specific imprints of major earthquakes by Beck et al. (2007).

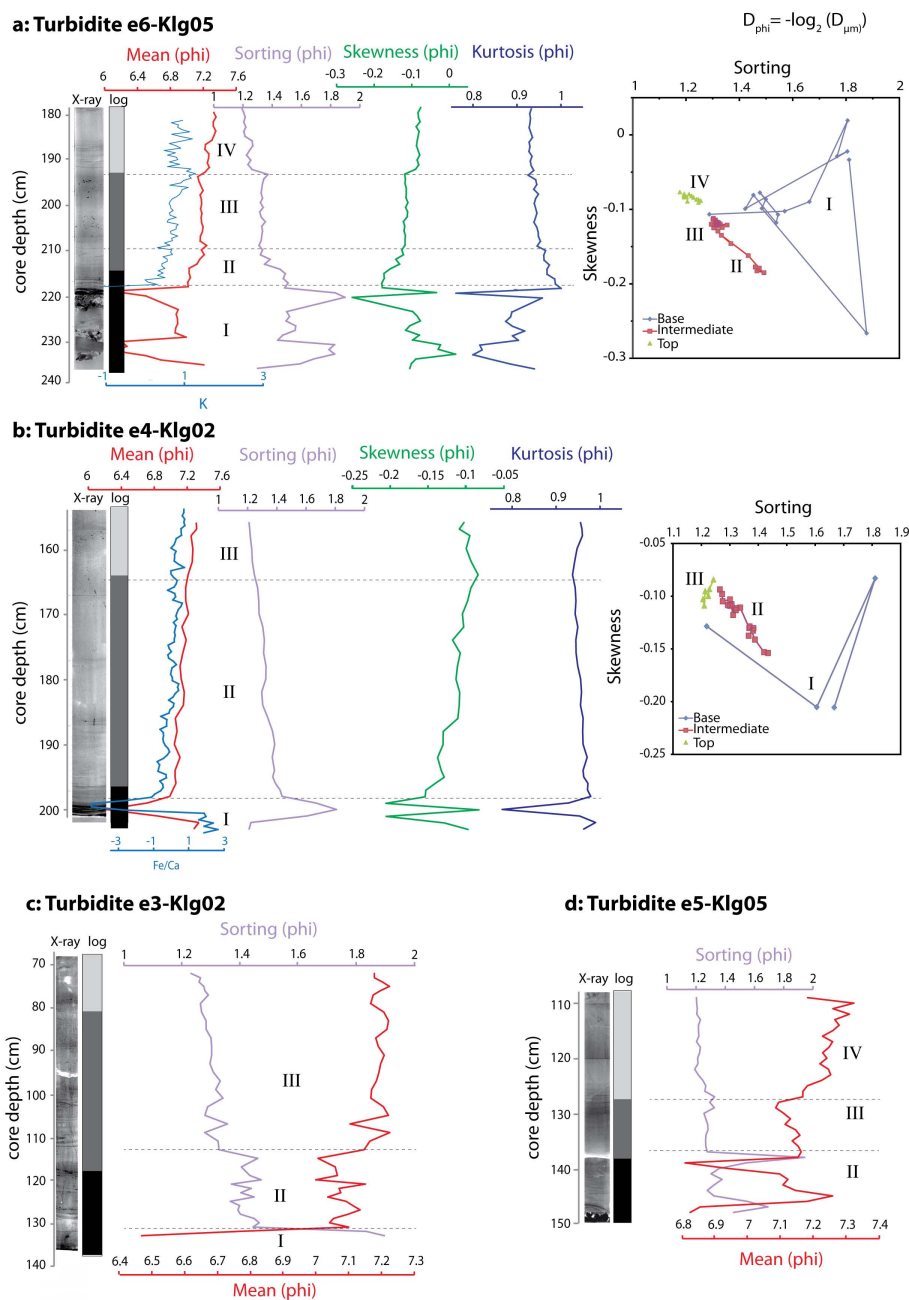


Fig. 3. Characteristics of the thickest turbidites in Klg02 and Klg05 cores by using X-ray, log, grain size and geochemical parameters.

The magnetic susceptibility measurements were performed on the split cores using a Bartington MS2E sensor with 5 mm-interval at room-temperature. The data provide a first-order identification of layers enriched in coarse detrital material (Fe, Mg, Ti), which can characterize the base of turbidites (Butler, 1992; Tauxe, 2010). Microgranulometric analyses were performed on bulk sediment sub-samples from u-channels at 10 mm-intervals using a Malvern master-sizer 2000. Percentages of clay, silt and sand particles were computed as well as mode, median, mean, skewness and kur-

tosis indices (Folk, 1968). The data help to characterize turbidites in terms of depositional processes (Pettijohn et al., 1987; Sperazza et al., 2004).

4.2 XRF

XRF data collected by X-ray fluorescence on an Avaatech XRF core scanner were used to correlate cores between the basins and the Western High and to refine sedimentological and geochemical processes associated with

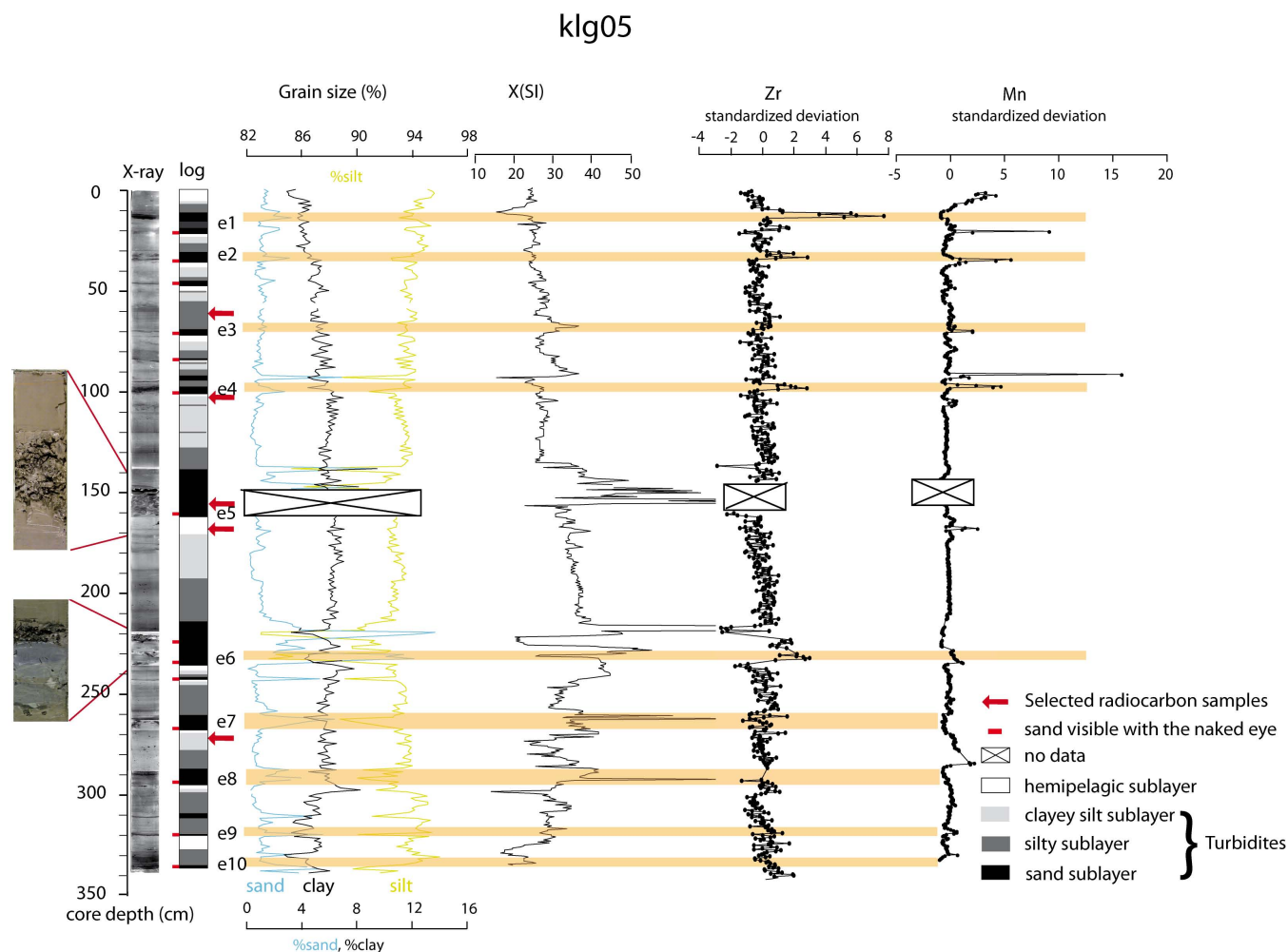


Fig. 4. Stratigraphic log of the Klg05 core in the Tekirdağ Basin obtained by combining X-ray imagery, grain size, magnetic susceptibility data, Mn and Zr standardized intensities. On the left, zoom pictures of the two basal layers of the thickest turbidites with gravel are presented. Main deposited turbidites are identified and labelled; event labels change according to their stratigraphic position, beginning with 1 at the top of the core. Sandy sublayers are depicted in black, intermediate silty sublayers in grey, upper clay-rich sublayer in light grey and background sedimentation in white.

turbiditic deposition. The split-core sections were measured every 5 mm, with energies of fluorescence radiation of 10 keV and 30 keV to reach a large spectra of elements, comprising Al, Si, S, Cl, K, Ca, Ti, Mn, Fe, Br, Pb, Rb, Sr, Zr. The elemental distributions, initially expressed in counts per second, were standardized to get a better comparison of the variations of intensity through the different cores. As intensities are only a semi-quantitative measurement of the real elemental composition, we used ratios that provide the most easily interpretable signal of relative changes in chemical composition, and minimize the risk of drawing erroneous conclusions from XRF data (Palike et al., 2001; Vlag et al., 2004; Bahr et al., 2005). The Ca/Ti ratio was exploited, because it represents autochthonous productivity in the sea (Ca), with respect to terrigenous allochthonous input (Ti), and because

it is considered as a reliable proxy in the nearby Black Sea environment (Bahr et al., 2005).

4.3 Age dating

AMS ^{14}C dating was performed on foraminifers (planktonic and benthic), bulk sediment and on shells in AEON laboratories and ARTEMIS LMC14 laboratory in the LSCE, Orsay. Sediment accumulation rate for the last century was derived from profiles of excess ^{210}Pb activity ($^{210}\text{Pb}_{\text{XS}}$). ^{210}Pb and ^{226}Ra activities were measured using a semi-planar γ detector at EPOC at the University of Bordeaux 1 (Schmidt et al., 2009). Activities are expressed in mBq g^{-1} and errors are based on 1 standard deviation counting statistics. Excess ^{210}Pb was calculated by subtracting the activity supported by its parent isotope, ^{226}Ra , from the total ^{210}Pb activity in

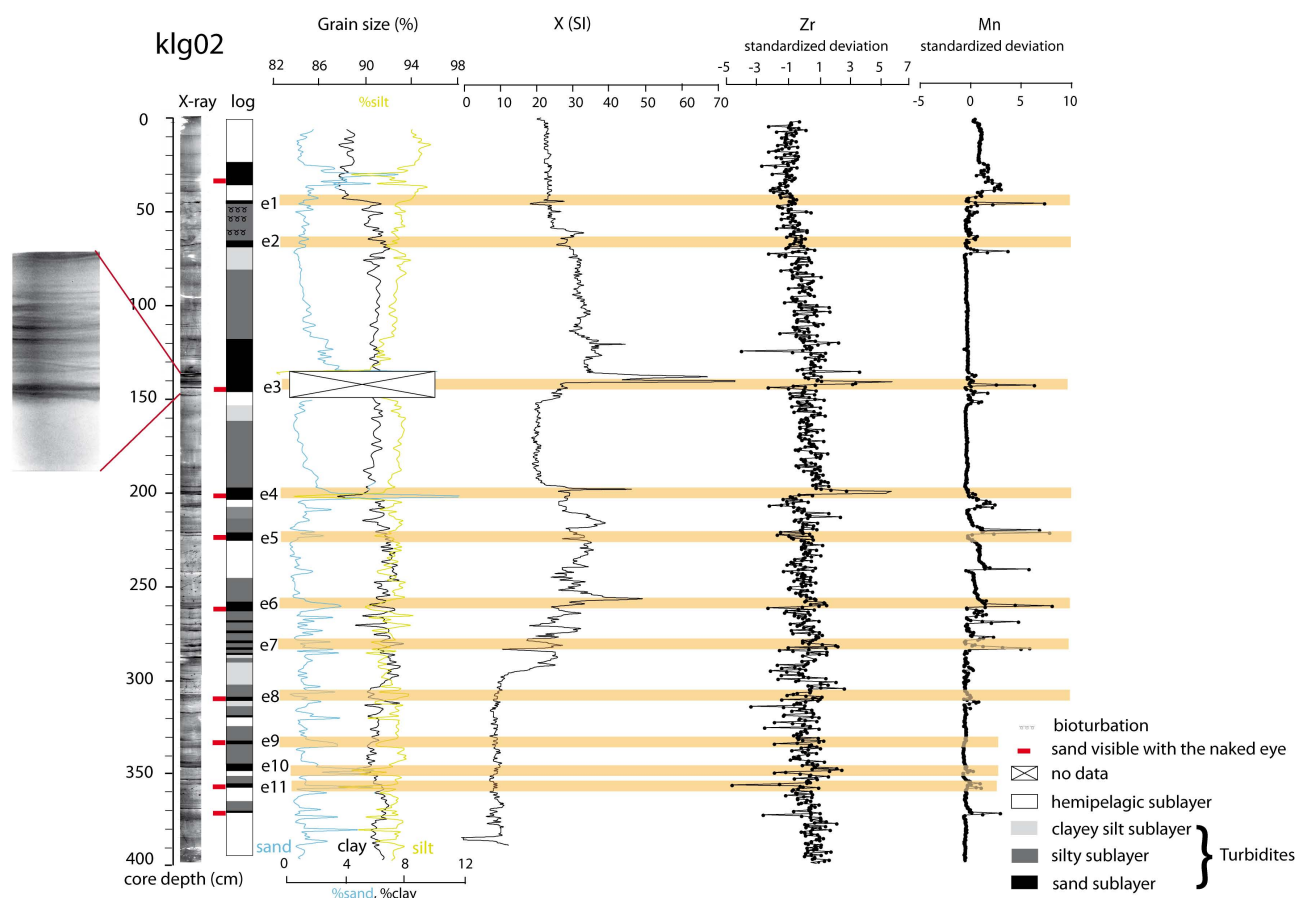


Fig. 5. Stratigraphic log of the Klg02 core in the Central Basin obtained by combining X-ray imagery, grain size, magnetic susceptibility data, Mn and Zr standardized intensities. On the left, zoom in the X-ray of the basal layers of the thickest turbidite e3 with complex laminations. Main turbidites deposits are identified and labelled; event labels change according to their stratigraphic position, beginning with 1 at the top of the core. Sandy sublayers are represented in black, intermediate silty sublayers in grey, upper clay-rich sublayers in light grey and background sedimentation in white.

the sediment. Errors in $^{210}\text{Pb}_{\text{XS}}$ were calculated by propagation of errors in the corresponding pair (^{210}Pb and ^{226}Ra). The sedimentation rates were calculated from $^{210}\text{Pb}_{\text{XS}}$ profiles, using the constant flux – constant sedimentation model (Robbins, 1978):

$$[^{210}\text{Pb}_{\text{XS}}]_z = [^{210}\text{Pb}_{\text{XS}}]_0 \exp\left(-z \frac{\lambda}{S}\right) \quad (1)$$

where $[^{210}\text{Pb}_{\text{XS}}]_{0,z}$ are the activities of excess ^{210}Pb at surface, or the base of the mixed layer, and depth z , λ the decay constant of ^{210}Pb ($\lambda = 0.0311 \text{ yr}^{-1}$), and S the sediment accumulation rate.

5 Results

5.1 Main features of sedimentation in the Marmara Sea

Visual inspection shows that all cores have a very uniform silty-clay lithology, with few sandy laminations and rare gravelly layers containing numerous shells (indicated in red in the Figs. 4, 5, 6). The colour of the cores is predominantly olive green changing into dark grey with sandy laminations.

X-ray imagery shows a succession of dark sub-layers that are progressively grading to a greyer colour (Fig. 3 event e6 in Klg05) and in places to light grey colours (Fig. 3 event 4 in Klg02), defining what we call here a sedimentary event. The thickest dark layers correspond to sandy laminations and to gravelly layers identified during visual inspection. The dark grey, grey to light grey sequences show an important thickness range from 10 cm to more than 1 m thick. These sequences form about 80 % of the sedimentary record of cores

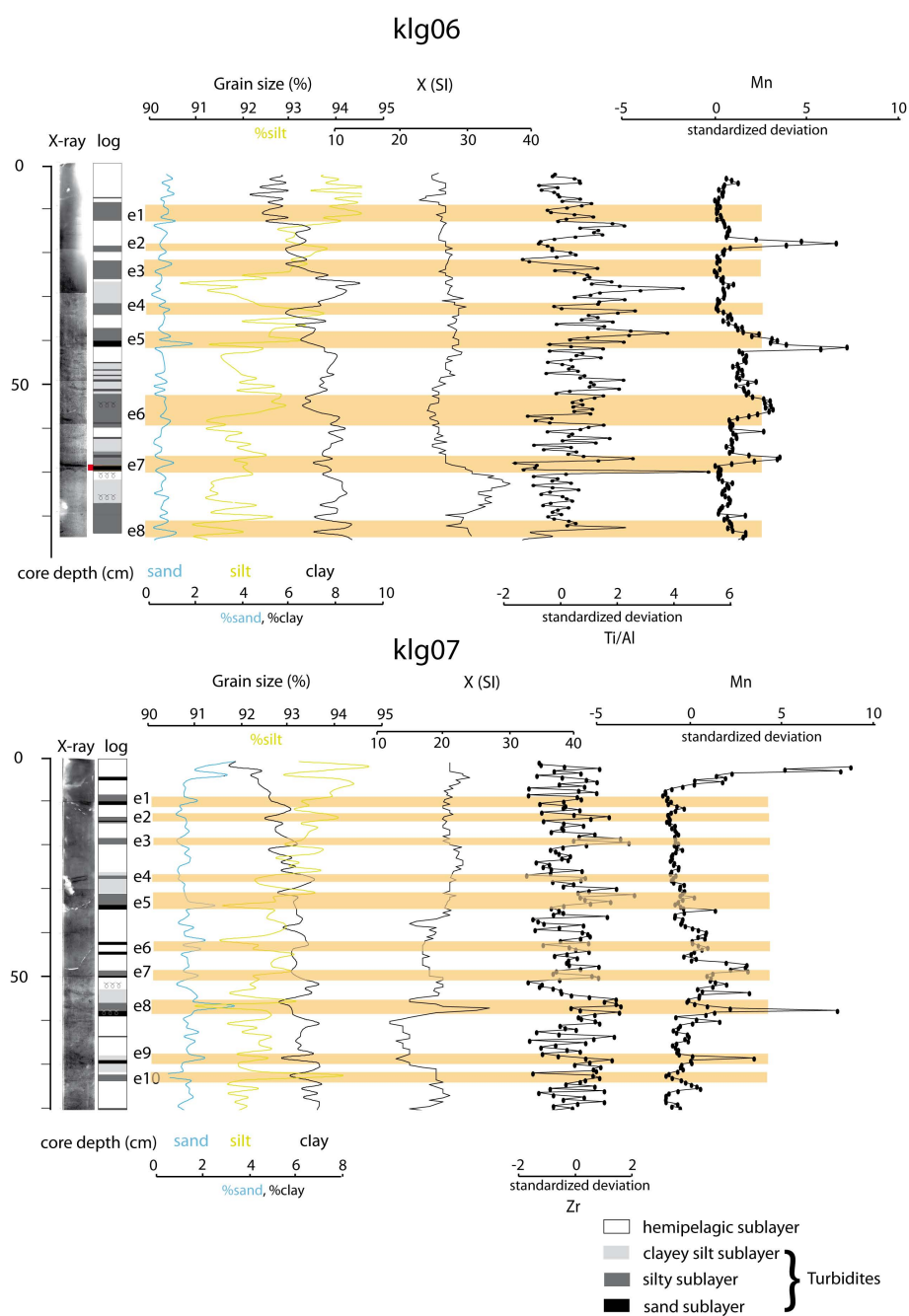


Fig. 6. Stratigraphic log for the first 80 cm of the Klg06 and Klg07 cores situated in the Western High obtained by combining X-ray imagery, grain size, magnetic susceptibility data, Mn and Ti/Al or Zr standardized intensities. Main event deposits are identified and labelled; event labels change according to their stratigraphic position, beginning with 1 at the top of the core. The complete stratigraphic logs are presented in the Appendices (Figs. 12 and 13).

located in deep basins (Klg02, Klg05 and Klg08). X-ray pictures show detailed textural and structural changes in the three sublayers. Dark grey sublayers have a sharp basal surface (Fig. 2: 263 cm), which can be wavy, indicating erosion (Figs. 2, 3) and associated with strong structural and

cross disturbances (Figs. 2, 4). The overlying, intermediate grey sublayer shows numerous thin parallel laminations in greater concentration near its base (Fig. 3 events e3 and e4 in Klg02 and e6 in Klg05), which can be linked to oscillating currents (Beck et al., 2007). The sequence is capped

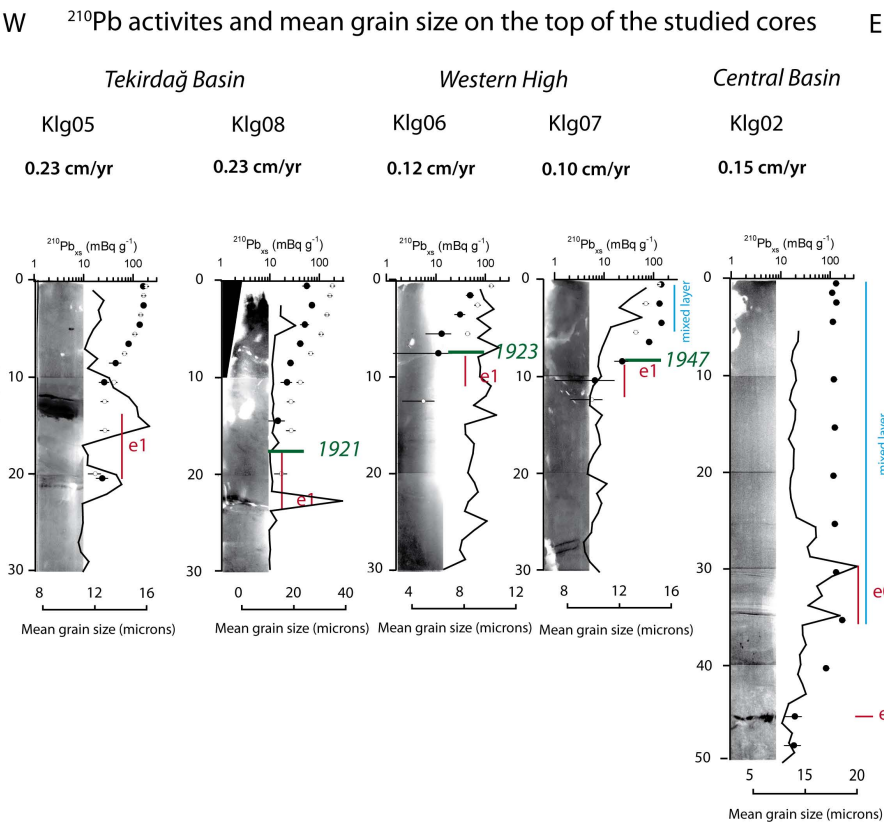


Fig. 7. Excess ^{210}Pb activities (black dots) and computed sedimentation rates of the cores Klg02, Klg05, Klg06, Klg07 and Klg08. White dots are from nearby ROV cores and show that no significant loss of sediments occurs in Klg cores. The extent of the mixed layer is depicted in blue. X-ray imagery associated with the mean grain size (black lines) shows the location of the e1 sedimentary event induced by the $M = 7.4$ 1912 earthquake. The age model derived from $^{210}\text{Pb}_{\text{XS}}$ at the top of the 1912 turbidite is represented in green. Data are given in the Appendices. The event e1 has the following characteristics:
In Klg05, e1 is marked by two basal sandy layers at 13 and 21 cm depth, suggesting two distinct mass flows. The thickest upper one is visible with the naked eye and is associated with a significant increase in zirconium and titanium content (Fig. 4). In Klg08 similar sandy layers and geochemical signatures are observed at 18 cm and 23 cm depth. In Klg07, the event is marked at 10–11 cm by a small sandy peak, a step increase in silt and an increase in Ti and Mn in XRF record. In Klg06, there is a similar step increase in silt, associated with a dipping white line in the X-ray.

Table 1. Location of Kullenberg cores collected during the Marmascarps mission in 2002.

Basin	Core	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Water depth (m)	Core length (cm)
Tekirdağ	klg05	40°48,50	27°37,3	1123	341
Tekirdağ	klg08	40°47,31	27°33,22	1111	385
Western High	klg06	40°48,90	27°44,28	726	371
Western High	klg07	40°49,115	27°54,44	1065	432
Central	klg02	40°50,28	28°00,54	1266	403

by a light-grey sublayer with possible traces of bioturbation (Figs. 2, 3-Klg05). Similar events were already described in the Marmara Sea by using X-ray images, and were interpreted as the sedimentary rework of major earthquakes (McHugh et al., 2006; Beck et al., 2007).

Grain size measurements are similar for all cores, with a dominance of silt-sized particles. Sieving shows that silt-sized particles are a mixture of mineral grains, different kinds of shells including foraminifers, marine and terrestrial organic material, among others. A systematic trend is observed in the upper part of cores characterized by a progressive increase in the percentage of silt-sized particles and a coeval decrease in the percentage of clay-sized particles (Fig. 2). All cores show multiple fine-grained sand deposits that systematically match with the dark sublayers identified in X-ray imagery and with high values in magnetic susceptibility, χ (Figs. 4, 5). In the overlying grey sublayer, silt usually reaches a maximum just above the sand layer, and slowly decreases upward to a minimum or stays nearly constant. The top light grey sublayer shows a relative increase in clay compared to silt. We thus interpret sedimentary events composed of (1) a basal sandy sublayer possibly erosive, (2) an intermediate laminated silt sublayer overlain by (3) an upper clayey silt sublayer with some bioturbation as major turbidites. We also identify in the cores very thin sand lamina that could correspond to minor turbidites. They typically have less than half of the volume of the smallest major turbidite identified in the same core.

To constrain the depositional pattern of the major turbidites, their textural characteristics are accessed by computing distribution parameters like mean, sorting, skewness, and kurtosis (Folk 1968; Fig. 3 e6-Klg05 and e4-Klg02). Major sandy turbidites have the following characteristics: (1) the basal layer of the turbidites often shows multiple pulses, and (2) grain size change between the sand and the silt sublayers is abrupt, (3) change in grain size, sorting and skewness can also be abrupt in the silt and clayey silt sublayers, whereas the decrease in kurtosis is generally gradual. The top clay-rich part of the turbidite is marked by a minima in sorting and a skewness around zero.

The major turbidites have also a distinct XRF signature. They typically show a local increase in zirconium (Zr) content (Figs. 2b, 4). The sand sublayers are characterized by a decrease in bromine (Br) content, whereas a relative increase in titanium (Ti) is observed in both the underlying sandy and silt-rich sublayers. Manganese (Mn) shows a sharp increase just below the basal sandy sublayer. The transition to the hemipelagic sedimentation is marked by a rising until a maximum in K, Ca or in Ca/Ti ratio. These elements do occur in proportion to the hemipelagic sedimentation (Fig. 8). Minor turbidites do not have a noteworthy XRF signature.

The stratigraphic logs of cores presented in Figs. 4, 5, 6 show the X-ray intensities, the magnetic susceptibility, the granulometric measurements and XRF data. The dark Zr enriched sand base, the laminated grey silt sublayer and the

clayey silt top sublayers are shown with different grey scale colours, and labelled downward from the top of the core. Minor turbidites are not labelled.

5.2 Specific features of each site

In the Tekirdağ Basin, the 350 cm long sedimentary record of the core Klg05 (Fig. 4) shows ten major turbidites. Sedimentary events are characterized by (1) a sharp sand sublayer with χ and/or Zr peaks overlain by lamina, (2) an increase in Ti content in the basal and silt sublayers, and (3) a Mn peak beneath the basal sand. Standing alone, thin sandy layers are interpreted as minor turbidites. The largest turbidites labelled e5 and e6 at 160 cm and 233 cm depth have a gravelly base and a respective thickness of 55 cm and 70 cm (zoom pictures on Fig. 4). To assess the depositional pattern of these turbidites, distribution parameters (mean, sorting, skewness, kurtosis) are calculated and divided in layers labelled I, II, III and IV (Fig. 3). Above the gravelly base, event e5 shows successively two sandy peaks: an inverse grading in the silty sublayer (mean size in phi decreases in Fig. 3), followed by an abrupt change in mean-sorting indexes, then by normal grading. In event e6, the two basal sandy peaks (I in Fig. 3) are overlain by a first fining upward sublayer with gradually decreasing sorting and increasing skewness (layer II). Layer II is capped by additional sublayers, with nearly constant mean, skewness and sorting separated by an abrupt change (III and IV in Fig. 3). In the sorting-skewness diagram, grain size evolves gradually towards smaller skewness and better sorting values, but with distinctive groups representing the different sublayers. The geochemical evolution of the two turbidites also show coeval changes with the granulometry (Fig. 3). K intensity shows a gradual evolution through the turbidite similar to the kurtosis index and might reflect a relative increase in illite in the grain assemblage. The characteristics of events 5 and 6, in particular, non-gradual changes in grain size and the two coarser basal pulses are representative of other major turbidites recorded in Klg05.

In the inner part of the Central Basin, the core Klg02 shows eleven major turbidites (Fig. 5), which display a greater diversity in their geochemistry and textural patterns than in Klg05. The observed diversity may reflect a larger variability in the emplacement and in the sources of turbidites in the inner Central Basin compared to the Tekirdağ Basin. Our identification of major turbidites was based on disturbances identified in the X-Ray images combined with granulometric and geochemical data, suggesting sudden detrital input. Like in Klg05 there are two large turbidites labelled e3 and e4, occurring at 150 cm and 205 cm depth with a respective thickness of 70 cm and 50 cm. The shallowest e3 turbidite presents a gravelly base associated with a strong χ peak (layer I in Fig. 3 and Fig. 5). The overlying deposit shows a gradual decrease in χ with two distinct phases. The silty sublayer (labelled II in Fig. 3) shows small variations in mean and in sorting without trend, except at the boundary

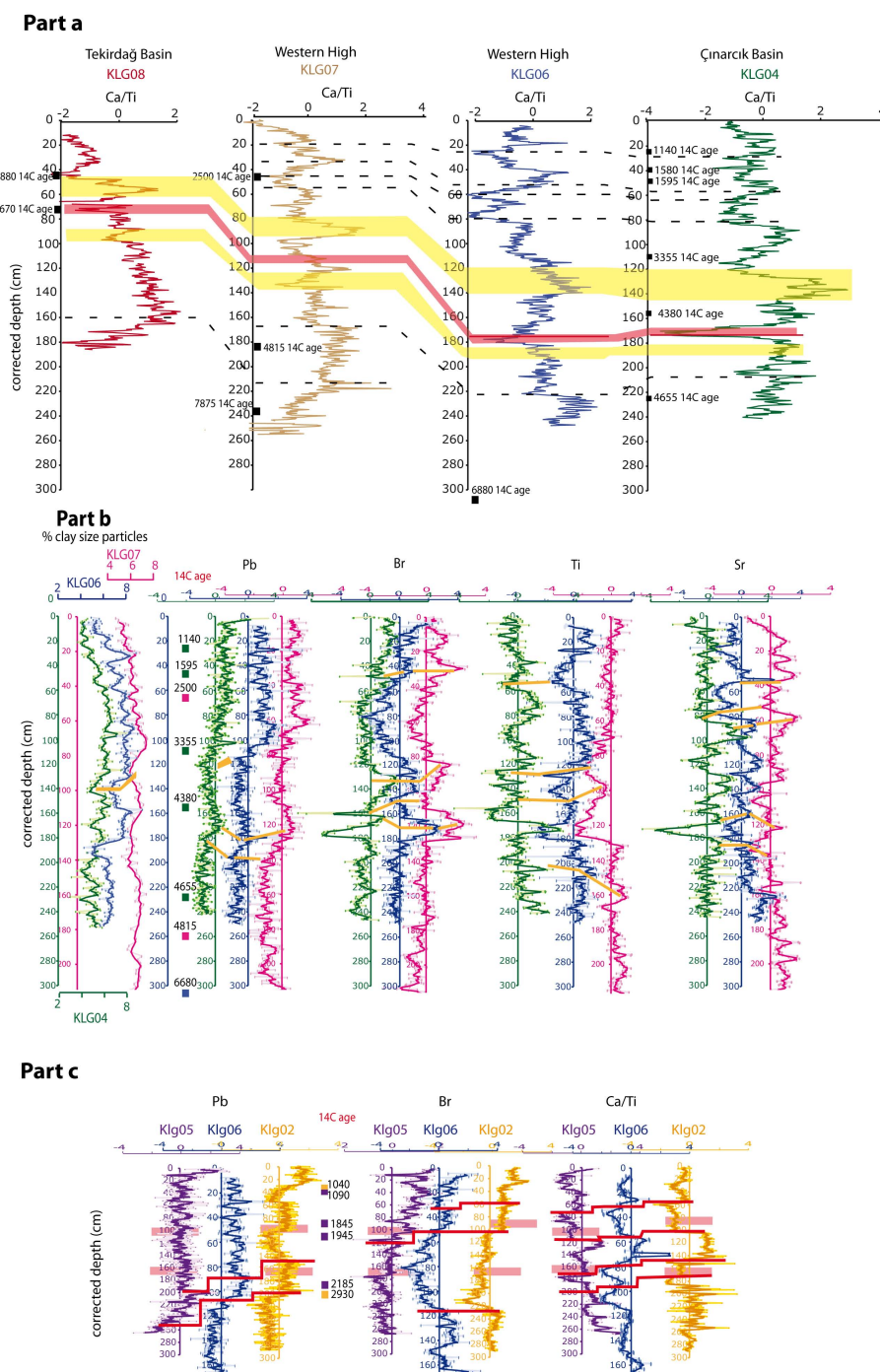


Fig. 8. Correlation of different cores based on XRF and granulometric data. All basal sandy layers have been removed. **a:** Ca/Ti ratio profiles for cores Klg08 (red curve), Klg07 (brown curve), Klg06 (blue curve) and Klg04 (green curve). Uncalibrated 14C yr BP are indicated on the left of the profiles (Table 2). Dashed black lines represent correlative highs or lows. **b** Profiles (from left to right) of clay-sized particles and of the standardized XRF data for Pb, Br, Ti and Sr for cores Klg04 (green curve), Klg06 (blue curve) and Klg07 (pink curve). Bold orange lines represent correlative highs or lows. **c** Profiles of the standardized XRF data with from the left to the right Pb, Br and Ca/Ti ratio for the cores Klg02 (yellow curves), Klg05 (purple curves) and Klg06 (blue curves). Bold red lines represent key points of correlation. Pink rectangles indicate the location of the top fine-grained of the largest turbidites in Klg05 and Klg02.

of the overlying clayey-silt sublayer characterized by step changes in all parameters. This top layer (III in Fig. 3) is characterized by increased sorting and a constant mean grain-size. The other large event e4 has a sandy base with multiple laminations (I in Fig. 3) and a strong χ peak. The overlying layers II and III present an atypical very low χ with very little geochemical changes (see Fe/Ca in Fig. 3), and are similar to homogenites documented by Bertrand et al. (2008). Above the basal laminated layer, kurtosis and mean do not change significantly, whereas skewness and sorting have similar but very gradual evolutions. In the sorting-skewness diagram, the data are similar to the e6 turbidite in Klg05, with a gradual evolution toward better sorting values and smaller skewness except at the top.

In the Western High, the granulometric trends in Klg06 and Klg07 cores differ from the cores in the basins (Fig. 6). Sand-sized particles are less than 1 % with few peaks. The major part of the signal comes from the silt-sized particles profile, which is between 94 % and 90 %. We focus on the top 80 cm of the cores in Fig. 6, but complete data are included in the Supplemental Data. In Klg06 we identified eight silt turbidites in the X-ray imagery that correspond to a punctual upward increase in grain size capped by a relative increase in clay (Fig. 6). The layers are associated with manganese peaks and an increase in Ti/Al ratio. The two thickest and most distinctive silt turbidites (labelled e5 and e7) are recorded at a depth of 58 cm and 85 cm. The e5 turbidite has the largest sand peak and e7 is associated with the only distinct magnetic susceptibility peak in the core. Both turbidites have a strong XRF signature, characterized by an increase in the Ti/Al ratio in the main body and a marked increase in manganese content beneath.

In the core Klg07, ten fine-grained turbidites were recognised. These turbidites are thin and are identified based on faint disturbances in the X-ray imagery, grain-size changes, χ peaks and geochemical spikes in Zr, Sr/Ca and Mn (Fig. 6). Four turbidites (labelled e1, e5, e8 and e9) at 10 cm, 32 cm, 58 cm and 69 cm in depth have a sandy base. Events e5 and e8 correspond to the largest events and show zirconium, manganese and magnetic susceptibility peaks.

5.3 Age constraints

5.3.1 Excess $^{210}\text{Pb}_{\text{XS}}$ activities

The age of sediments in the first 20 to 50 cm of all cores was constrained by using unsupported lead data. Excess ^{210}Pb activities for each core are consistent with the activities of the nearby ROV cores recovered during the same cruise (Fig. 7). In the first 10 cm of cores Klg05, Klg08 and Klg06, $^{210}\text{Pb}_{\text{XS}}$ activities present an exponential decay with increasing depth with no evidence of reworking, as confirmed by X-ray imagery. The limited shift between ROV and Klg profiles indicates a moderate loss of surface sediment, up to 6 cm for Klg08 during coring. The ^{210}Pb derived sedimentation rates are 0.23 cm yr^{-1} for Tekirdağ Basin (Klg08 and

Table 2. AMS radiocarbon dating results performed on bivalve shell fragments (sh), bulk sediment (total organic carbon + total inorganic carbon) (bk), benthic (bf) and planktonic (plc) foraminifers. Sample names written in italics are considered to be reworked and were not used for the data interpretation. Analyses were performed at Artemis LMC14 laboratory and AEON laboratories; ^{14}C dating has not been calibrated and corrected for reservoir effect.

Sample	Type	Age (yr BP)	Error (\pm yr)
<i>Klg02</i> , 180 cm	bk	4830	20
<i>Klg02</i> , 185 cm	bk	3430	20
<i>Klg02</i> , 352 cm	bk	5060	20
Klg03, 114 cm	plc	2380	15
Klg03, 114 cm	bf	1630	30
Klg03, 158 cm	sh	2370	30
Klg03, 161 cm	plc	2370	60
Klg05, 48 cm	bf	1090	15
<i>Klg05</i> , 94 cm	bk	3070	20
<i>Klg05</i> , 102 cm	bk	3110	20
Klg05, 103 cm	bf	1845	15
<i>Klg05</i> , 146 cm	bk	3870	20
Klg05, 152 cm	sh	1945	30
Klg05, 167 cm	bf	1735	30
<i>Klg05</i> , 178 cm	sh	35 790	330
<i>Klg05</i> , 217 cm	bk	5180	20
<i>Klg05</i> , 220 cm	sh	13 700	45
<i>Klg05</i> , 229 cm	sh	39 480	490
<i>Klg05</i> , 234 cm	sh	14 390	50
Klg05, 250 cm	plc	2185	20
Klg05, 250 cm	bf	2445	25
<i>Klg05</i> , 261 cm	bk	4180	20
<i>Klg06</i> , 278 cm	sh	33870	270
Klg06, 366 cm	plc	6880	120
Klg07, 61 cm	plc	2500	30
Klg07, 212 cm	plc	4815	45
Klg07, 255 cm	sh	7390	30
Klg07, 297 cm	sh	7875	35
<i>Klg08</i> , 73 cm	sh	2880	30
<i>Klg08</i> , 90 cm	sh	30 200	180
<i>Klg08</i> , 117 cm	sh	28 880	150
<i>Klg08</i> , 124 cm	sh	12 850	40
<i>Klg08</i> , 145 cm	sh	4670	30
<i>Klg08</i> , 150 cm	sh	21 380	80
<i>Klg08</i> , 220 cm	sh	30 160	180
<i>Klg08</i> , 326 cm	sh	39 820	510
<i>Klg08</i> , 355 cm	sh	12 770	45

Klg05), and 0.12 cm yr^{-1} for Western High (Klg06). These rates are interpreted to represent steady hemipelagic sedimentation rates.

The uppermost section of the cores Klg02 and Klg07 shows constant $^{210}\text{Pb}_{\text{XS}}$ activities in an inferred mixed layer. In core Klg02, the 35 cm thick mixed layer is identical to the ^{210}Pb trend in the nearby core C4, studied in McHugh et al. (2006)

(Fig. 1), and is associated with two, thin, sandy turbidites visible in the X-ray imagery and in the granulometric data. We have no explanation for the origin of this mixed layer. In core Klg07, the mixed layer is only 5 cm thick. In the nearby 20 cm long core collected using a ROV, there is no mixed layer, which suggests that it is a coring artefact. Below the mixed layer, ^{210}Pb activity shows a rapid exponential decay with depth. The inferred background hemipelagic sedimentation rate is 0.15 cm yr^{-1} in Klg02 (Central Basin) and 0.10 cm yr^{-1} in Klg07 (Western High), similar to the Klg06 rate.

5.3.2 Radiocarbon age dating

Radiocarbon age dating shows globally a large disparity depending on the material used (shells, bulk sediment and foraminifers) (Table 2). Ages calculated from shells in cores Klg05, Klg08 and Klg06 generally overestimate the expected age of the host sediment, and indicate significant reworking and external sedimentary supply from the shelf associated with turbiditic deposition. Ages of bulk sediments (total organic carbon and total inorganic carbon) are also too old and are not further discussed. Ages obtained from both planktonic and benthic foraminifers extracted on the top of turbiditic events are the most reliable and thus form the basis for our chronology.

Planktonic foraminifers were obtained in sufficient abundance to be dated only at a few locations; so benthic foraminifers were also dated. To further constrain our age model, we correlate our records with nearby published sedimentary cores. In the Western High, by comparing the Klg06 core to the core MD2430 studied by Vidal et al. (2010), the Younger Dryas transition would be below the core bottom, which is in agreement with the obtained uncalibrated age of 6880 yr BP at the core bottom. The Klg07 core also in the Western High has magnetic susceptibility measurements similar to the core MD2430, and uncalibrated radiocarbon ages of 2500 yr BP at 61 cm depth, 4815 yr BP at 212 cm depth and 7875 yr BP at 297 cm depth, compatible with the age model of the MD2430 core (Fig. S4 in the appendices; Vidal et al. 2010). The Klg05 and Klg02 cores in the basins can be correlated to the C4 and C8 cores of McHugh et al. (2006). In Klg05, the uncalibrated ages of 1090 yr BP at 48 cm depth, 1735 yr BP at 167 cm depth and 2185 yr BP at 250 cm depth agree with the ^{14}C -age of 1320 yr BP at 55 cm depth and 1460 yr BP at 65 cm depth in core C4 (Fig. S2 in the appendices; McHugh et al. 2006). The Klg08 core has ^{14}C ages of 2880 yr BP at 73 cm depth, 4670 yr BP at 145 cm depth and 12770 yr BP at 335 cm depth (Fig. S1).

The longest records (spanning 6000 to 12 000 yr) are reached in the Western High and on the uplifted side of the NAF in the Tekirdağ Basin. In the Tekirdağ and Central Basins, we have a sedimentary record lasting 3000 to 4000 yr.

6 Interpretation

6.1 Variations in sedimentation pattern in the Marmara Sea

The correlation of the Klg02 to Klg08 cores across the whole Marmara Sea was done by combining granulometry, Ca/Ti ratio, Ti, Pb, Br and Sr intensities with the obtained chronological data. Marked geochemical and granulometric variations are used as chronological markers and are tentatively interpreted as global changes in the sedimentation pattern of the Marmara Sea related to anthropogenic disturbances.

The cores Klg07 and Klg08, covering the longest time frame, show similar Ca/Ti variations (Fig. 8a). Based on radiocarbon dating and χ measurements, the Klg07 core can also be related to the core MD2430, studied in Vidal et al. (2010) (Fig. S4 in the appendices). The base of Klg07 is characterized by high χ and was deposited at the end of the glacial period (Fig. S4 in the appendices). Between 2 and 3 m depth, deposits in Klg07 (characterized by relatively high calcium over titanium ratio) correspond to organic-rich deposits occurring from 11.5 kyr BP to 7 kyr BP (Çağatay et al., 2000; Vidal et al., 2010). We found a similar high Ca/Ti ratio in Klg08 at 1.6 m. At shallower depths, there is a distinctive thin layer marked by a minimum in Ca/Ti ratio in cores Klg08, Klg07, Klg06 and Klg04 (red layer in Fig. 8a). This layer has a particular geochemical signature, characterized by an anomalous Rb peak in Klg08, Klg06 and Klg04, associated with high Zr and low Ca intensities. This anomalous marker present from the Tekirdağ Basin to the Çınarcık Basin is interpreted as a key correlation marker of unknown origin. At shallower depth there is another correlative layer with a high Ca/Ti ratio (yellow upper layer in Fig. 8a). In the uppermost part of the core section, the Ca/Ti curves still present high variations that are used to correlate laterally the different cores.

Pb, Sr, Br and Ti intensities as well as grain size also show correlative downcore variations. These variations are illustrated in Fig. 8b using the core Klg04 in Çınarcık Basin and the cores Klg06 and Klg07 in the Western High. The upper part of all granulometric profiles show an upward decrease in clay-sized particles coeval to an increase in silt-sized particles. The grain size increase is coeval with a step increase in lead and titanium. These recent sedimentological changes point to an increase in the allochthonous terrigenous input in the Marmara Sea. Radiocarbon dating indicates that this increase started around 1200 cal yr BC. These changes thus occurred during the so-called Beyşehir Occupation Phase (Eastwood et al., 1998), which was documented in Lake Manyas along the southern shore of the Marmara Sea (Kazancı et al., 2004). The phase is characterized by forest clearance, crop cultivation and arboriculture (Van Zeist et al., 1975; Bottema and Woldring, 1994). These modifications in the vegetation cover have triggered high sedimentation rates in lakes and in the southern shelf of

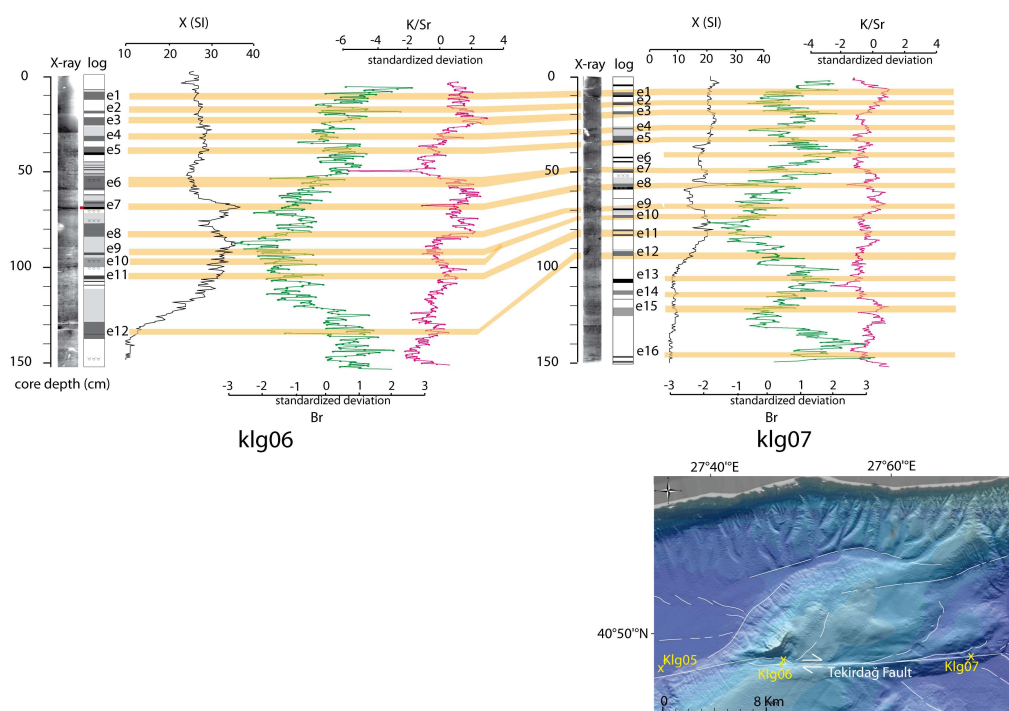


Fig. 9. Core correlation between Klg06 and Klg07 using X-ray, magnetic susceptibility, bromine and K/Sr ratio. Increase Sr at the base of turbidites suggests allochthonous input. On the opposite, increase in K might reflect higher illite content in the upper clayey-silt sublayer. Localisation of the cores is indicated on the inset map.

the Marmara Sea (Kazanci et al., 2004). Since that time the anthropogenic activity in the watershed of the Marmara Sea has continuously increased. Istanbul (Byzantium) and other major Roman cities on the Marmara shores started developing around 600 BC and expanded when Byzantium became the capital of the Roman Empire in 300 AD. The correlative geochemical and granulometric variations in Fig. 8b are interpreted as being related to the anthropogenic modifications of Marmara watershed. An additional argument supporting this inference is that the observed changes are traceable in the three basins of the Marmara Sea as well as in the Western High.

The correlation of cores Klg02 and Klg05 in deep depocenters with other cores is more difficult due to the occurrence of two thick turbidites layers, which distort the signal. The step increase in lead related to the Beyşehir Occupation Phase can still be identified in both cores as well as correlable variations in Ca/Ti ratio, Br, Ti, and Sr intensities (Fig. 8c).

The correlable variations of Ca/Ti ratio, Pb, Br, Ti, Sr intensities and granulometry in different cores are used as chronological markers and allow looking at the synchronicity of identified events. The correlation of the different cores based on XRF matching for all the studied cores is presented in Fig. 10. This correlation is used to derive the results presented in the following sections.

6.2 Depositional pattern and sedimentation rates in the different basins and high

The correlation of the Klg cores, spanning the two main sedimentary basins of the Marmara Sea and its Western High, allows drawing conclusions regarding the depositional pattern.

Radiogenic lead data provide a consistent picture of the rate of hemipelagic sedimentation in the eastern and central part of the Marmara Sea. The rates are higher in the basins than on adjacent ridges. The highest value obtained in the Tekirdağ Basin is consistent with the rapid subsidence of the basin near the fault strand described in Seeber et al. (2004), and with specific locations of the cores Klg05 and Klg08 near the basin margins, providing continuous terrigenous input.

The mean sedimentation rate can also be inferred since the beginning of the Beyşehir Occupation Phase (marked by a step increase in lead at 1200 cal yr BC); 2.85 m and 3 m of cumulated sediments have been deposited in the Tekirdağ Basin at the location of Klg05 and in the Central Basin at the location of Klg02. The average sedimentation is around 0.09 cm yr^{-1} and is dominated by turbiditic deposits representing about 80% of the sediments. The hemipelagic sedimentation rate cannot be extrapolated to obtain meaningful results by removing turbidite thickness. Most turbidites have an erosive base, which is visible in the X-Ray images. Their

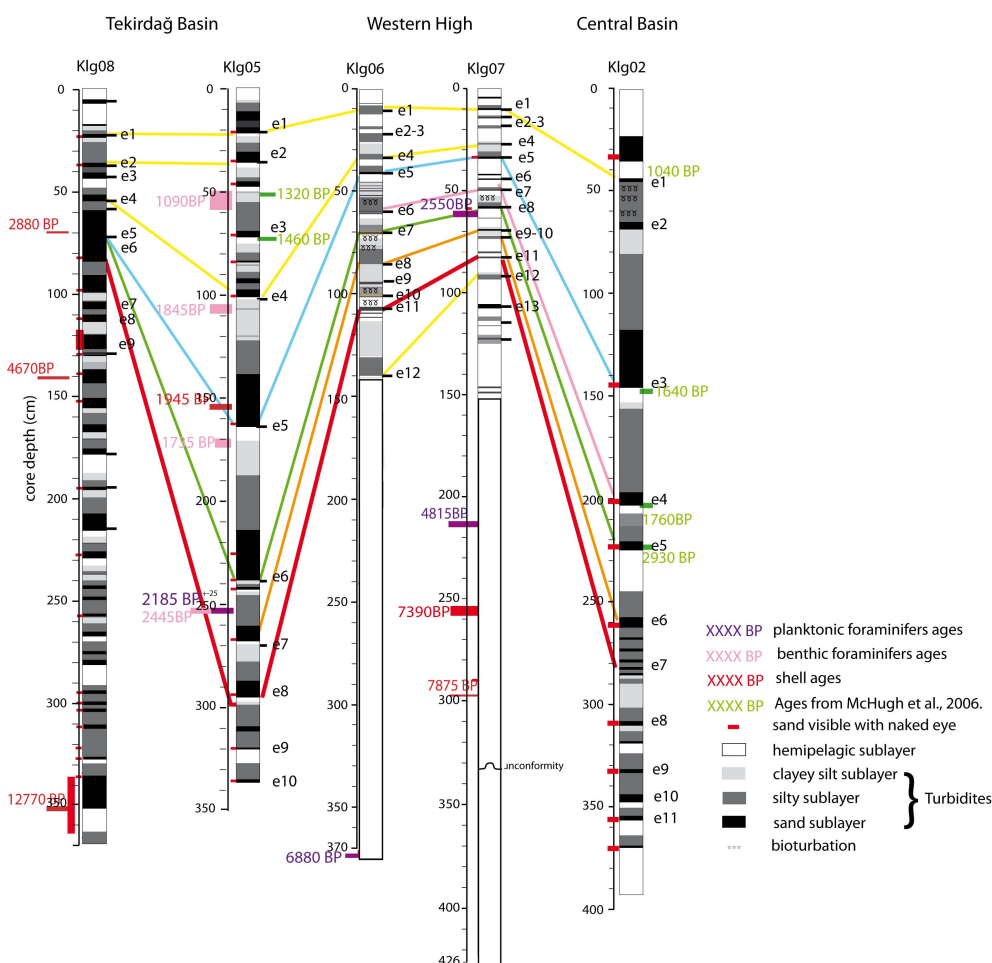


Fig. 10. XRF Correlation obtained in Fig. 8 for the cores Klg08, Klg05, Klg06, Klg07 and Klg02. Lines between cores represent the correlative sedimentary events identified in Figs. 4, 5, 9. Uncalibrated radiocarbon ages for shells (in red), planktonic foraminifers (in purple), benthic foraminifers (in light pink) are presented in Table 2. Radiocarbon ages in green are from McHugh et al. (2006).

emplacement in the basins is thus associated with efficient sedimentary remobilisation characterized by sea floor erosion and incorporation of a significant part of the contemporary sea floor.

An extreme case is Klg08 core located at the foot of the Tekirdağ slope like Klg05 but on the hanging wall of the Tekirdağ fault. The hemipelagic rates at the Klg08 and Klg05 sites are similar, but the mean sedimentation rate in Klg08 is more than three times lower than in Klg05. Turbidites are highly erosive at the Klg08 site and are deposited preferentially further north on the down-thrown side of the fault, a local topographic low repeatedly created by earthquake rupture along the Tekirdağ fault. A similar conclusion was reached by Beck et al. (2007) in the Central Basin.

In the Western High, the mean sedimentation rates of cores Klg06 and Klg07 are three times lower than in the Tekirdağ Basin during the period characterized by high lead intensities starting respectively at the depth of 1.2 m and 0.8 m (Fig. 8b).

This is in agreement with the lower hemipelagic rate and the thin fine-grained turbidites deposits.

Finally, the two consecutive thick turbidites (recorded both in the Tekirdağ and the Central Basins) are anomalously large compared to the other turbidites identified and are reminiscent of the homogenites deposited in the lower (pre-Holocene) lacustrine sequence during a period of high terrigenous accumulation rates on the edges of the Marmara Sea (Beck et al., 2007). The occurrence of these thick turbidites suggests a temporary increase in terrigenous sediment supply, which would have occurred after the Beyşehir Occupation Phase. Once a significant part of the forest cover has been removed and that large-scale urbanisation started, erosion and increased sedimentary transport occurred in the Marmara watersheds. Sediment supply to the Marmara shelves thus increased and larger turbidites were deposited. As the watershed adjusted to the changed environment, sediment supply gradually decreased, and thinner turbidites were

deposited. These inferences suggest that the thickness of turbidites in the Marmara Sea is controlled by the amount of cumulated unstable sediments on slopes between earthquakes, as well as by the strength of earthquake shaking.

6.3 Turbidites triggered by the 1912 historical earthquake

The $^{210}\text{Pb}_{\text{XS}}$ data provide a chronology of the most recent sedimentary events, and thus allow characterizing turbidites triggered by the 1912 $M = 7.4$ Mürtefte earthquake.

The rupture associated with the 1912 earthquake was documented on-land west of the Marmara Sea (Rockwell et al., 2009; Aksoy et al., 2010) and offshore on the Tekirdağ fault (Armijo et al., 2005; Aksoy et al., 2010). Figure 7 indicates that the most recent mass wasting event (called e1) recorded in cores Klg02, Klg05, Klg08, Klg06, Klg07 occurs at a depth where $^{210}\text{Pb}_{\text{XS}}$ levels reach minimal meaningful values (10 to 20 mBq g^{-1}). Considering the interface, $^{210}\text{Pb}_{\text{XS}}$ activities of nearby ROV (140 to 170 mBq g^{-1}), and its half-life of 22.3 yr, the low values of $^{210}\text{Pb}_{\text{XS}}$ just above the level of the most recent mass-wasting event would have occurred at 4–5 half-lives or 80 to 100 yr. The most recent turbidites in the Tekirdağ Basin and in the Western High are thus interpreted to be related to the 1912 earthquake.

The 1912 turbidite in Klg05 and Klg08 cores has two basal sandy layers, which is a characteristic of turbidites deposited at the Klg05 site in the Tekirdağ Basin. The earthquake has also left a sedimentary imprint in the Central Basin, which suggests that the rupture of the Tekirdağ Segment can generate turbidites in the Central Basin. This implies that the two different depocenters of the Marmara Sea, which are the Tekirdağ and the Central Basins, may have the potential to record the same large magnitude earthquake.

6.4 Origin of turbidites

The most recent turbidite in the studied cores was generated by the 1912 earthquake and one can wonder if other identified turbidites have a seismic origin. Sediment gravity flows can be produced by a wealth of other processes like storms, wave loading, tsunamis, and sediment loading (Adams, 1990; Goldfinger et al., 2003b). Seismoturbidites have often particular sedimentological imprints like multiple coarse bases, indicating multiple sources (Nakajima and Kanai, 2000; Goldfinger et al., 2008), complex laminations (Shiki et al., 2000; McHugh et al., 2011), flaser beds that are tractive current-induced structures that could be related to seiche motion (Beck et al., 2007), erosional contacts, grain-size breaks and abrupt changes in sedimentary structure (Nakajima and Kanai, 2000; Shiki et al., 2000). They can also have a particular geochemical imprint (Nakajima and Kanai, 2000), with an increase in terrigenous sediment content (McHugh et al., 2011). These criteria are met for all turbidites in Klg05 and most in Klg02 (see Sect. 5.2).

The two coarser basal pulses observed in the majority of turbidites in Klg05 are probably related to flow through separate channels that amalgamate at the site, located near the base of the basin slope. However, as stated by Masson et al. (2011), it is difficult based on sedimentological criteria alone to recognise without ambiguity seismically-generated turbidites. Another key test, commonly used in paleoseismology, is to check the synchronicity of the documented events at different sites within a given structural setting (Goldfinger, 2011). In the following, the synchronicity test is applied to the Kullenberg and the published cores. The test relies on the core correlation obtained by using lithological descriptions, χ , XRF, granulometric data, radiocarbon and ^{210}Pb dating. In the Tekirdağ Basin, Klg05 was compared to (1) the C8 core (McHugh et al., 2006) located 3 km north, (2) the Klg08 core located 6 km west, (3) the MAR97-02 (Hiscott et al., 2002) located 6.6 km north, and 4) the MD2432 located 6.7 km west (Fig. 1). The 110 cm-long C8 core is too short to sample the deep thick turbidites; nevertheless, there is still a tie between the cores (Fig. S5 in the appendices). The comparison between Klg05 and Klg08 is not straightforward because of the highly compressed sedimentary record of Klg08 (Fig. S1 and S5 in appendices), but there is still a clear correspondence between event 4 (56 cm) in Klg08 and event 4 (100 cm) in Klg05 and between event 2 (41 cm) in Klg08 and event 2 (48 cm) in Klg05 (Fig. S5). At greater depth, the two main amalgamated turbidites around 70 cm depth in the core Klg08 correspond to the two largest turbidites (events 5 and 6) in Klg05. They show multiple pulses and erosional cut-outs that suggest seismic triggering (Nakajima and Kanai, 2000; Shiki et al., 2000). Due to the lack of high resolution data, the comparison with MAR97-02 core (Hiscott and Aksu, 2002) is difficult. Nonetheless, this core, located 6.5 km to the north (Fig. 1), presents two coarser intervals at 70–110 cm and 140–185 cm depths that could correspond to the two large events e5 and e6 documented in Klg05 (Fig. S5 in the appendices). In addition, radiocarbon age datings are identical for the e5 turbidite and for the coarser layer at 70–110 cm in the MAR97-02. Finally, the MD2432 core can be correlated to the Klg05 core based on the χ measurement. Density data also indicate turbiditic events that would correspond to events 3 to 6 in Klg05.

In the Western High, fine-grained turbidites recorded in cores Klg06 and Klg07, 15 km apart, can be easily related, because they have similar geochemical profiles (Fig. 8). In both cores, almost a one-to-one correspondence between turbidites is recorded. The two largest turbidites (e5 and e8–e7 in Klg06 and Klg07) are correlative and are marked by a distinctive strong terrigenous signature in sand, Zr and χ (Figs. 6 and S5). Silty turbidites in the Western High are dissimilar to the slump-induced turbidites present in the Tekirdağ and Central Basins, but they can have a common seismic origin. Indeed, $M > 7$ earthquakes on the Tekirdağ Segment can trigger sandy turbidity currents in the basin and a muddy suspension clouds, which would deposit a very

fine-grained distal turbidite layer in the Western High (Inouchi et al., 1996; Shiki et al., 2000).

So our final test is to look if sandy turbidites in the Tekirdağ Basin are synchronous with silty turbidites in the Western High (Fig. 10). The XRF correlation implies that the two largest turbidites (e5 and e6 in KlG05) correspond to the distinctive distal turbidites (e5 and e8–e7 in KlG06) and to KlG07 on the western high, marked by sand, Zr, χ peaks. Furthermore, a similar number of turbidites are identified in cores above the time horizon (underlined in red in Fig. 10). Both observations suggest synchronicity of the turbidites in Tekirdağ and in the Western High. The suspension cloud responsible for the fine-grained turbidites must be at least 400 m thick, as the KlG06 site is about 400 m higher than the KlG05 site. Shiki et al. (2000) state that the plumes associated with earthquake-triggered turbidites are higher and thicker than the usual suspension clouds derived from canyon flow turbidity currents. Furthermore, McHugh et al. (2011) detected an unusual 600 m-thick sediment plume still present almost 2 months after the $M = 7.0$ Haiti earthquake. The occurrence of distal turbidites and their correlation with basinal proximal turbidites suggest that both types of turbidites were uniquely generated by earthquake shaking in the Tekirdağ Basin and not by some other natural phenomenon.

In the Central Basin, the KlG02 core is compared to core C4 (McHugh et al., 2006) and to core MD2429 (Beck et al., 2007). The two largest turbidites (e3 and e4) recorded in KlG02 were documented at the same depth in the core C4 of McHugh et al. (2006) (Fig. 1). Additionally, two deeper organic rich layers in C4 can be correlated with the e6 and e7 events of KlG02 (Fig. S5). In the nearby core MD2429, the magnetic susceptibility record of the first 6 metres (Beck et al., 2007) is identical to the magnetic susceptibility data of the KlG02 core, with two peaks framing low values (Fig. S5). These two peaks correspond to the two main sandy layers forming the base of events e3 and e4. The relative low values match the main body of the second homogenite (Fig. 5). The density data of MD2429 core allow identifying other major turbidites in the cores, which correspond to events 5, 6 and 7 in KlG05. Turbidites in the Central Basin have thus significant lateral extension. We infer that they also have a seismic trigger.

7 Paleoseismological implications

The sedimentary cores studied provide a paleoseismological record of the Tekirdağ fault ruptures. The 1912 Mürefte earthquake (event 1) was recorded in the Tekirdağ Basin and in the Western High, as well as in Central Basin where it has a faint expression. Considering the $14C$ age of 2185 yr BP below event 6 in KlG05 with the reservoir correction of 340–460 yr proposed by McHugh et al. (2006), the mean recurrence time of events along the Tekirdağ fault would be about 300 yr. Combining all radiocarbon age datings ob-

tained in cores from the Tekirdağ Basin and an average reservoir correction of 450 yr, we can propose the following possible match between sedimentary events and historical earthquakes (Ambraseys, 2002): events 2 to 5 could correspond, respectively, to events occurring in 1766, 1354 or 1343, 1063, 557 or 437. The obtained paleoseismological record might not be complete. The triggering of seismo-turbidites also depends on the availability and volume of unstable sediments that accumulate on the basin slopes.

The inner Central Basin (KlG02) located between the Tekirdağ and the Central faults (Fig. 1) can also record mass-wasting events synchronous with the Tekirdağ Basin. The first example is the 1912 disturbances triggered by the rupture of the Tekirdağ fault. Another example is the top turbidite in the Central Basin (event 3-KlG02), which seems synchronous with the shallowest turbidite in the Tekirdağ Basin (event 5-KlG05; Figs. 8 and 10). The latter implies massive slope failures, both in Tekirdağ and Central Basins. It might have been triggered by the Tekirdağ fault rupture alone, but was most probably triggered by the quasi-synchronous rupture of the Tekirdağ and Central faults. Such a rupture scenario may have happened during the $M = 7.1$ May 1766 and $M = 7.4$ August 1766 earthquake sequence, as modelled in Pondard et al. (2007).

Another noticeable paleoseismological result is the relatively low number of turbiditic events recorded in the Central Basin, which could record earthquakes rupturing in the Tekirdağ and Central Segments. It might be a side effect, as the KlG02 core is situated 14 km away from the basin slopes and only large mass wasting events can be recorded. In addition, even if sediment supply on the shelf and slope of the Central Basin is similar to the Tekirdağ Basin, there might not be enough sediments available to trigger turbiditic mass flow in the inner basin each time there is a $M > 7$ earthquake on the Central or Tekirdağ faults. An other possible explanation could be frequent ruptures of the Central and Tekirdağ Segments in sequence or as a single on-going rupture. In these cases, we would have indistinguishable coeval turbiditic deposits in both basins. The last possibility would be a less frequent earthquake rupture of the Central Segment that would be related to partial creep along that specific segment. A partial creep would mean a lower recurrence rate and maximum magnitude on the Central Segment than on the other NAF segments. More sedimentary records from the Central Basin are needed to resolve that key question, which have fundamental consequences on earthquake recurrence rate and earthquake magnitude.

8 Conclusions

The combination of X-ray imagery, XRF scanning and high-resolution granulometric measurements performed on five cores has documented the cyclic occurrence of instantaneous sedimentary events deposited in the Marmara Sea as well as

global sedimentation changes that can be used to relate the different records. Radiocarbon age dating suggests that about eight major turbiditic events occurred in the Tekirdağ Basin and seven in the Central Basin in the last 2500 yr.

Turbiditic events appear to be reliable paleoseismological indicators of ruptures of the Tekirdağ fault. This interpretation is first based on (1) specific XRF and grain size characteristics, (2) synchronicity of turbiditic events identified in different cores and (3) correlative proximal sandy turbidites in the basins with distal fine-grained turbidites in the highs. The most straightforward triggering mechanism for coeval distal and proximal events is shaking induced by earthquakes breaking the Tekirdağ Segment of the North Anatolian Fault. The relatively low number of turbidites documented in the Central Basin compared to the Tekirdağ Basin might be linked to ruptures in close sequence on the Tekirdağ and Central Segments, like in 1766 (Pondard et al., 2007) or to creeping along the Central Segment. A link is also proposed between the first observed sedimentary event and the $M = 7.4$ 1912 Mürefte earthquake. This earthquake that last activated the Tekirdağ fault left a distinct imprint in all cores. Finally, more effort must be achieved to obtain reliable age model of the sedimentary cores, which would allow a better understanding of the seismic cycle of the different NAF segments crossing the Marmara Sea.

Supplementary material related to this article is available online at:

<http://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/12/1235/2012/nhess-12-1235-2012-supplement.pdf>.

Acknowledgements. We first would like to thank reviewers R. Hiscott, N. Çağatay and the two other anonymous reviewers for their in depth comments, which improve very significantly the paper. We also thank Rolando Armijo who was the scientific director of the Marmarascarp Marine campaign in 2002 from which the studied cores were collected. We acknowledge Jean-Luc Schneider for his valuable help in core logging. We are grateful to Isabelle Billy, Joël Saint-Paul and Olivier Ther for core sampling, realisation of X-ray scanner imagery, XRF data preparation and acquisition as well as Elisabeth Michel and Elisabeth Tellier for their help on foraminifers extraction. Radiocarbon dating was supported by the CNRS-INSU Artemis program and done in the Artemis LMC14 laboratory. The program CNRS/FRS-FNRS CGRI supported granulometric data acquisition in Lige (Belgium) and the ENS, UMR8538 provides additional financial support for data acquisition. Finally, we would like to thank Christian Beck for the fruitful discussions.

Edited by: G. Lamarche

Reviewed by: R. N. Hiscott, N. Çağatay,
and two other anonymous referees



The publication of this article is financed by CNRS-INSU.

References

- Abrajano, T., Aksu, A., Hiscott, R., and Mudie, P.: Aspects of carbon isotope biogeochemistry of late Quaternary sediments from the Marmara Sea and Black Sea, *Mar. Geol.*, 190, 151–164, 2002.
- Adams, J.: Paleoseismicity of the Cascadia Subduction Zone – Evidence from Turbidites off the Oregon-Washington Margin, *Tectonics*, 9, 1990.
- Aksoy, M., Meghraoui, M., Vallée, M., and Çakır, Z.: Rupture characteristics of the AD 1912 Mürefte (Ganos) earthquake segment of the North Anatolian fault (western Turkey), *Geology*, 38, 991–994, 2010.
- Ambraseys, N.: The seismic activity of the Marmara Sea region over the last 2000 years, *B. Seismolog. Soc. Am.*, 92, 1–18, 2002.
- Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A., and Barka, A.: Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: Timing and kinematics, *Geology*, 27, 267–270, 1999.
- Armijo, R., Meyer, B., Navarro, S., King, G., and Barka, A.: Asymmetric slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart: a clue to propagation processes of the North Anatolian Fault?, *Terra Nova*, 14, 80–86, 2002.
- Armijo, R., Pondard, N., Meyer, B., Uçarkuş, G., de Lepinay, B., Malavieille, J., Dominguez, S., Gutscher, M., Schmidt, S., Beck, C., Çağatay, N., Cakir, Z., Imren, C., Eriş, K., Natalin, B., Oza-laybey, S., Tolun, L., Lefevre, I., Seeber, L., Gasperini, L., Rangin, C., Emre, O., and Sarikavak, K.: Submarine fault scarps in the Sea of Marmara pull-apart (North Anatolian Fault): Implications for seismic hazard in Istanbul, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6, 1–29, 2005.
- Bahr, A., Lamy, F., Arz, H., Kuhlmann, H., and Wefer, G.: Late glacial to Holocene climate and sedimentation history in the NW Black Sea, *Mar. Geol.*, 214, 309–322, 2005.
- Barka, A. A. and Kadinsky-Cade, K.: Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, *Tectonics*, 7, 663–684, 1988.
- Bécel, A., Laigle, M., de Voogd, B., Hirn, A., Taymaz, T., Galvé, A., Shimamura, H., Murai, Y., Lépine, J., Sapin, M., et al.: Moho, crustal architecture and deep deformation under the North Marmara Trough, from the SEISMARMARA Leg 1 offshore-onshore reflection-refraction survey, *Tectonophysics*, 467, 1–21, 2009.
- Beck, C., de Lpinay, B. M., Schneider, J., Cremer, M., Çağatay, N., Wendenbaum, E., Boutareaud, S., Mnot, G., Schmidt, S., Weber, O., Eris, K., Armijo, R., Meyer, B., Pondard, N., Gutscher, M., the Marmacore cruise party, Turon, J., Labeyrie, L., Cortijo, E.,

- Gallet, Y., Bouquerel, H., Gorur, N., Gervais, A., Castera, M., Londeix, L., de Ressguier, A., and Jaouen, A.: Late Quaternary co-seismic sedimentation in the Sea of Marmara's deep basins, *Sediment. Geol.*, 199, 65–89, 2007.
- Bertrand, S., Charlet, F., Chapron, E., Fagel, N., and De Batist, M.: Reconstruction of the Holocene seismotectonic activity of the Southern Andes from seismites recorded in Lago Icalma, Chile, 39 S, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecolog.*, 259, 301–322, 2008.
- Bottema, S. and Woldring, H.: Bronze Age and Byzantine pollen of the Kestel tin-mine (Turkey) and its possible origin: practical and experimental pollen analysis in archaeological context, Aspects of archaeological palynology: methodology and applications, AASP Contributions Series, 29, 7–15, 1994.
- Butler, R.: *Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes*, Blackwell Scientific Publications Boston, MA, ISBN-086542070X, 1992.
- Carton, H., Singh, S. C., Hirn, A., Bazin, S., de Voogd, B., Vignier, A., Ricolleau, A., Cetin, S., Ocakoglu, N., Karakoc, F., and Sevilgen, V.: Seismic imaging of the three-dimensional architecture of the Cinarcik Basin along the North Anatolian Fault, *J. Geophys. Res.-Solid Ea.*, 112, B06101, 2007.
- Çağatay, M., Görür, N., Algan, O., Eastoe, C., Tchapylyga, A., Ongan, D., Kuhn, T., and Kuşçu, I.: Late Glacial-Holocene palaeoceanography of the Sea of Marmara: timing of connections with the Mediterranean and the Black Seas, *Mar. Geol.*, 167, 191–206, 2000.
- Dolan, J., Christofferson, S., and Shaw, J.: Recognition of paleoearthquakes on the Puente Hills blind thrust fault, California, *Science*, 300, 115–118, 2003.
- Eastwood, W., Roberts, N., and Lamb, H.: Palaeoecological and archaeological evidence for human occupation in southwest Turkey: the Beyşehir occupation phase, *Anatolian studies*, 48, 69–86, 1998.
- Eris, K. K., Ryan, W. B. F., Çağatay, M. N., Sancar, U., Lericolais, G., Menot, G., and Bard, E.: The timing and evolution of the post-glacial transgression across the Sea of Marmara shelf south of Istanbul, *Mar. Geol.*, 243, 57–76, 2007.
- Folk, R.: *Petrology of sedimentary rocks*, Hemphill's Austin, Texas, 1968.
- Fraser, J., Vanneste, K., and Hubert-Ferrari, A.: Recent behavior of the North Anatolian Fault: Insights from an integrated paleoseismological data set, *J. Geophys. Res.*, 115, B09316, 2010.
- Galli, P., Galadini, F., and Pantosti, D.: Twenty years of paleoseismology in Italy, *Earth-Sci. Rev.*, 88, 89–117, 2008.
- Goldfinger, C.: The Record of Large Turbidites and Their Relevance to the History of Earthquakes, *Ann. Rev. Mar. Sci.*, 3, doi:10.1146/annurev-marine-120709-142852, 2011.
- Goldfinger, C., Nelson, C., and Johnson, J.: Holocene earthquake records from the Cascadia subduction zone and northern San Andreas fault based on precise dating of offshore turbidites, *Ann. Rev. Earth and Planet. Sci.*, 31, 555–577, 2003a.
- Goldfinger, C., Nelson, C., Johnson, J. E., and the Shipboard Scientific party: Deep-water turbidites as Holocene earthquake proxies: the Cascadia subduction zone and Northern San Andreas Fault systems, *Ann. Geophys.*, 46, 2003b.
- Goldfinger, C., Grijalva, K., Burgmann, R., Morey, A., Johnson, J., Nelson, C., Gutierrez-Pastor, J., Ericsson, A., Karabanov, E., Chaytor, J., Chaytor, J. D., Patton, J., and Gracia, E.: Late Holocene rupture of the northern San Andreas fault and possible stress linkage to the Cascadia subduction zone, *B. Seismol. Soc. Am.*, 98, 861–889, 2008.
- Gorsline, D., De Diego, T., and Nava-Sanchez, E.: Seismically triggered turbidites in small margin basins: Alfonso Basin, Western Gulf of California and Santa Monica Basin, California Borderland, *Sediment. Geol.*, 135, 21–35, 2000.
- Hiscott, R. and Aksu, A.: Late Quaternary history of the Marmara Sea and Black Sea from high-resolution seismic and gravity-core studies, *Mar. Geol.*, 190, 261–282, 2002.
- Hiscott, R., Aksu, A., Yasar, D., Kaminski, M., Mudie, P., Kostylev, V., MacDonald, J., Isler, F., and Lord, A.: Deltas south of the Bosphorus Strait record persistent Black Sea outflow to the Marmara Sea since similar to 10 ka, *Mar. Geol.*, 190, 95–118, 2002.
- Hubert-Ferrari, A., Barka, A., Jacques, E., Nalbant, S., Meyer, B., Armijo, R., Tapponnier, P., and King, G.: Seismic hazard in the Marmara Sea region following the 17 August 1999 Izmit earthquake, *Nature*, 404, 269–273, 2000.
- Inouchi, Y., Kinugasa, Y., Kumon, F., Nakano, S., Yasumatsu, S., and Shiki, T.: Turbidites as records of intense palaeoearthquakes in Lake Biwa, Japan, *Sediment. Geol.*, 104, 117–125, 1996.
- Kazanci, N., Leroy, S., Ileri, O., Emre, O., Kibar, M., and Oncel, S.: Late Holocene erosion in NW Anatolia from sediments of Lake Manyas, Lake Ulubat and the southern shelf of the Marmara Sea, *Turkey, Catena*, 57, 277–308, 2004.
- Klinger, Y., Etchebes, M., Tapponnier, P., and Narteau, C.: Characteristic slip for five great earthquakes along the Fuyun fault in China, *Nat. Geosci.*, 4, 389–392, 2011.
- Kondo, H., Nakata, T., Akhtar, S., Wesnousky, S., Sugito, N., Kaneda, H., Tsutsumi, H., Khan, A., Khattak, W., and Kausar, A.: Long recurrence interval of faulting beyond the 2005 Kashmir earthquake around the northwestern margin of the Indo-Asian collision zone, *Geology*, 36, 731–734, 2008.
- Le Pichon, X., Sengr, A., Demirbag, E., Rangin, C., Imren, C., Armijo, R., Grr, N., Çağatay, N., Mercier de Lepinay, B., Meyer, B., Saatçılar, R., and Tok, B.: The active Main Marmara Fault, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 192, 595–616, 2001.
- Londeix, L., Herreyre, Y., Turon, J., and Fletcher, W.: Last Glacial to Holocene hydrology of the Marmara Sea inferred from a dinoflagellate cyst record, *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 158, 52–71, 2009.
- Major, C., Ryan, W., Lericolais, G., and Hajdas, I.: Constraints on Black Sea outflow to the Sea of Marmara during the last glacial-interglacial transition, *Mar. Geol.*, 190, 19–34, 2002.
- Masson, D., Arzola, R., Wynn, J., Hunt, E., and P., W.: Seismic triggering of landslides and turbidity currents offshore Portugal, *Geochim. Geophys. Res.*, 2011.
- McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D., and Tealeb, A.: GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions, *Geophys. J. Int.*, 155, 126–138, 2003.
- McHugh, C., Seeber, L., Braudy, N., Cormier, M., Davis, M., Diebold, J., Dieudonne, N., Douilly, R., Gulick, S., Hornbach, M., et al.: Offshore sedimentary effects of the 12 January 2010 Haiti earthquake, *Geology*, 39, 723–726, 2011.
- McHugh, C. M. G., Seeber, L., Cormier, M.-H., Dutton, J., Çağatay, N., Polonia, A., Ryan, W. B. F., and Gorur, N.: Submarine earthquake geology along the North Anatolia Fault in the Marmara Sea, Turkey: A model for transform basin sedimentation, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 248, 661–684, 2006.

- Migeon, S., Weber, O., Faugeres, J., and Saint-Paul, J.: SCOPIX: a new X-ray imaging system for core analysis, *Geo-Mar. Lett.*, 18, 251–255, 1999.
- Mudie, P., Rochon, A., and Aksu, A.: Pollen stratigraphy of Late Quaternary cores from Marmara Sea: land-sea correlation and paleoclimatic history, *Mar. Geol.*, 190, 233–260, 2002.
- Muller, J. and Aydin, A.: Using mechanical modeling to constrain fault geometries proposed for the northern Marmara Sea, *J. Geophys. Res.*, 110, B03407, doi:10.1029/2004JB003226, 2005.
- Nakajima, T. and Kanai, Y.: Sedimentary features of seismoturbidites triggered by the 1983 and older historical earthquakes in the eastern margin of the Japan Sea, *Sediment. Geol.*, 135, 1–19, 2000.
- Örgülü, G.: Seismicity and source parameters for small-scale earthquakes along the splays of the North Anatolian Fault (NAF) in the Marmara Sea, *Geophys. J. Int.*, 184, 385–404, 2011.
- Palike, H., Shackleton, N., and Rohl, U.: Astronomical forcing in Late Eocene marine sediments, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 193, 589–602, 2001.
- Pettijohn, F., Potter, P., and Siever, R.: *Sand and sandstone*, Springer, 1987.
- Pondard, N.: Le pull-apart de la Mer de Marmara (Faille Nord Anatolienne): evolution morphologique et tectonique, interactions entre failles, et a l'a sismique de la region d'Istanbul, Ph.D. thesis, Institut de Physique du Globe de Paris, 2006.
- Pondard, N., Armijo, R., King, G. C. P., Meyer, B., and Flerit, F.: Fault interactions in the Sea of Marmara pull-apart (North Anatolian Fault): earthquake clustering and propagating earthquake sequences, *Geophys. J. Int.*, 171, 1185–1197, 2007.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., et al.: GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions, *J. Geophys. Res.*, 111, B05411, doi:10.1029/2005JB004051, 2006.
- Robbins, J.: Geochemical and geophysical applications of radioactive lead, *The biogeochemistry of lead in the environment*, 1, 285–337, 1978.
- Rockwell, T., Ragona, D., Seitz, G., Langridge, R., Aksoy, M., Uçarkuş, G., Ferry, M., Meltzner, A., Klinger, Y., Meghraoui, M., et al.: Palaeoseismology of the North Anatolian Fault near the Marmara Sea: implications for fault segmentation and seismic hazard, Geological Society, London, Special Publications, 316, 31–54, 2009.
- Sarı, E. and Çağatay, M.: Turbidites and their association with past earthquakes in the deep Çınarcık Basin of the Marmara Sea, *Geo-Mar. Lett.*, 26, 69–76, 2006.
- Schmidt, S., Howa, H., Mouret, A., Lombard, F., Anschutz, P., and Labeyrie, L.: Particle fluxes and recent sediment accumulation on the Aquitanian margin of Bay of Biscay, *Cont. Shelf Res.*, 29, 1044–1052, 2009.
- Seeber, L., Cormier, M., McHugh, C., Emre, O., Polonia, A., and Sorlien, C.: Rapid subsidence and sedimentation from oblique slip near a bend on the North Anatolian transform fault in the Marmara Sea, Turkey, *Geology*, 34, 933–936, 2006.
- Seeber, L., Emre, O., Cormier, M., Sorlien, C., McHugh, C., Polonia, A., Ozer, N., and Çağatay, N.: Uplift and subsidence from oblique slip: the Ganos-Marmara bend of the North Anatolian Transform, Western Turkey, *Tectonophysics*, 391, 2004.
- Sengör, A., Tüysüz, O., Imren, C., Sakiç, M., Eyidogan, H., Görür, N., Le Pichon, X., and Rangin, C.: The North Anatolian fault: A new look, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 33, 37–112, 2005.
- Shiki, T., Kumon, F., Inouchi, Y., Kontani, Y., Sakamoto, T., Tateishi, M., Matsubara, H., and Fukuyama, K.: Sedimentary features of the seismo-turbidites, Lake Biwa, Japan, *Sediment. Geol.*, 135, 37–50, 2000.
- Sperazza, M., Moore, J., and Hendrix, M.: High-resolution particle size analysis of naturally occurring very fine-grained sediment through laser diffractometry, *J. Sediment. Res.*, 74, 736–743, 2004.
- Tauxe, L.: *Essentials of Paleomagnetism*, University of California Press, 2010.
- Uçarkuş, G.: Active faulting and earthquake scarps along the North Anatolian Fault in the Sea of Marmara., Ph.D. thesis, Istanbul Technical University, 2010.
- Van Zeist, W., Woldring, H., and Stapert, D.: Late Quaternary vegetation and climate of southwestern Turkey, *Palaeohistoria*, 17, 53–143, 1975.
- Vidal, L., Menot, G., Joly, C., Bruneton, H., Rostek, F., Çağatay, M. N., Major, C., and Bard, E.: Hydrology in the Sea of Marmara during the last 23 ka: Implications for timing of Black Sea connections and sapropel deposition, *Paleoceanography*, 25, doi:10.1029/2009PA001735, 2010.
- Vlag, P. A., Kruiver, P. P., and Dekkers, M. J.: Evaluating climate change by multivariate statistical techniques on magnetic and chemical properties of marine sediments (Azores region), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 212, 23–44, 2004.
- Weldon, R., Scharer, K., Fumal, T., and Biasi, G.: Wrightwood and the earthquake cycle: what a long recurrence record tells us about how faults work, *GSA TODAY*, 14, 4–10, 2004.

Table A1. ^{137}Cs and ^{210}Pb data for the cores Klg02, Klg05, Klg06, Klg07 and Klg08.

cm	$^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$	^{137}Cs
Klg02		
0.5	134 ± 10	10 ± 2
1.5	111 ± 13	9 ± 2
2.5	136 ± 9	11 ± 1
4.5	114 ± 8	11 ± 1
10.5	120 ± 10	11 ± 2
15.5	125 ± 15	14 ± 3
20.5	118 ± 13	10 ± 2
25.5	125 ± 10	8 ± 1
30.5	134 ± 17	10 ± 2
35.5	177 ± 11	9 ± 1
40.5	84 ± 8	5 ± 1
45.5	20 ± 7	1 ± 1
48.5	19 ± 7	1 ± 1
Klg05		
0.5	161 ± 9	11 ± 1
2.5	163 ± 8	14 ± 1
4.5	136 ± 10	16 ± 1
6.5	81 ± 7	3 ± 1
8.5	44 ± 11	5 ± 1
10.5	26 ± 5	0
20.5	24 ± 6	negligeable
Klg06		
4.5	50 ± 8	2 ± 1
6.5	31 ± 7	3 ± 1
8.5	13 ± 7	n.d.
10.5	11 ± 10	n.d.
Klg07		
1.5	144 ± 15	6 ± 2
2.5		
3.5	132 ± 9	13 ± 2
5.5	145 ± 15	9 ± 2
7.5	81 ± 10	9 ± 2
9.5	23 ± 7	
11.5	7 ± 9	
Klg08		
0.5	56 ± 10	6 ± 2
2.5	71 ± 7	5 ± 1
4.5	51 ± 10	4 ± 1
6.5	42 ± 6	4 ± 1
8.5	27 ± 4	2 ± 0
10.5	22 ± 5	1 ± 1
14.5	15 ± 5	

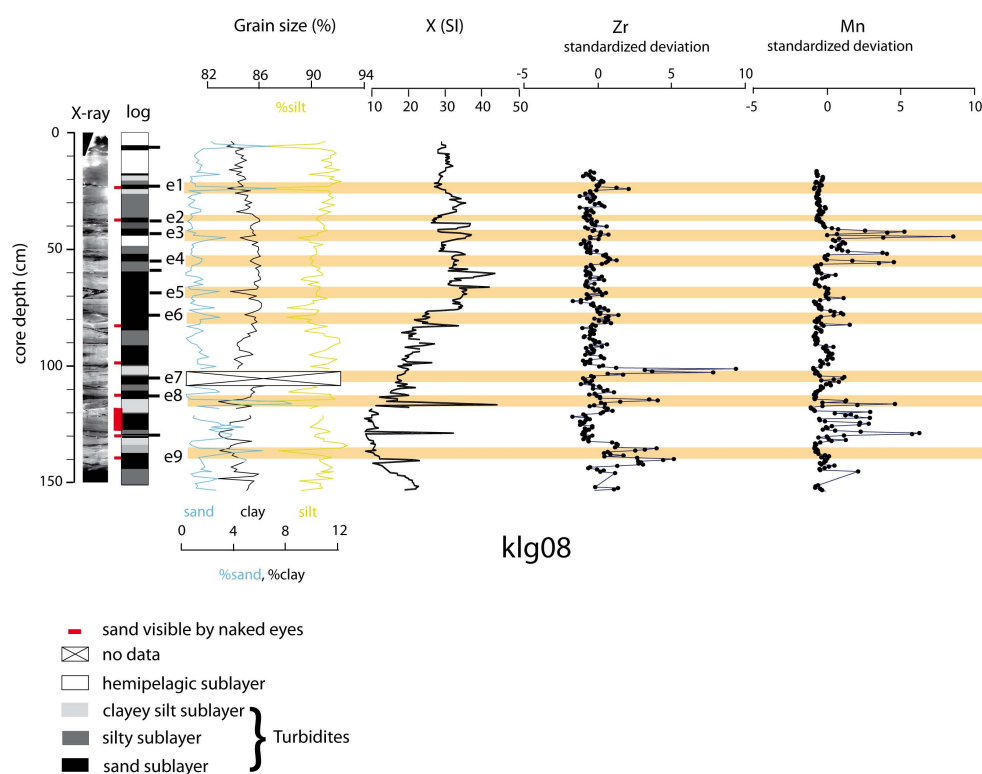


Fig. S1. Stratigraphic log for the first 1.5 m of the KlG08 core situated in the Tekirdağ Basin obtained combining X-ray imagery, grain size, magnetic susceptibility data, Mn and Zr standardized intensities. Main events deposited are identified and labelled.

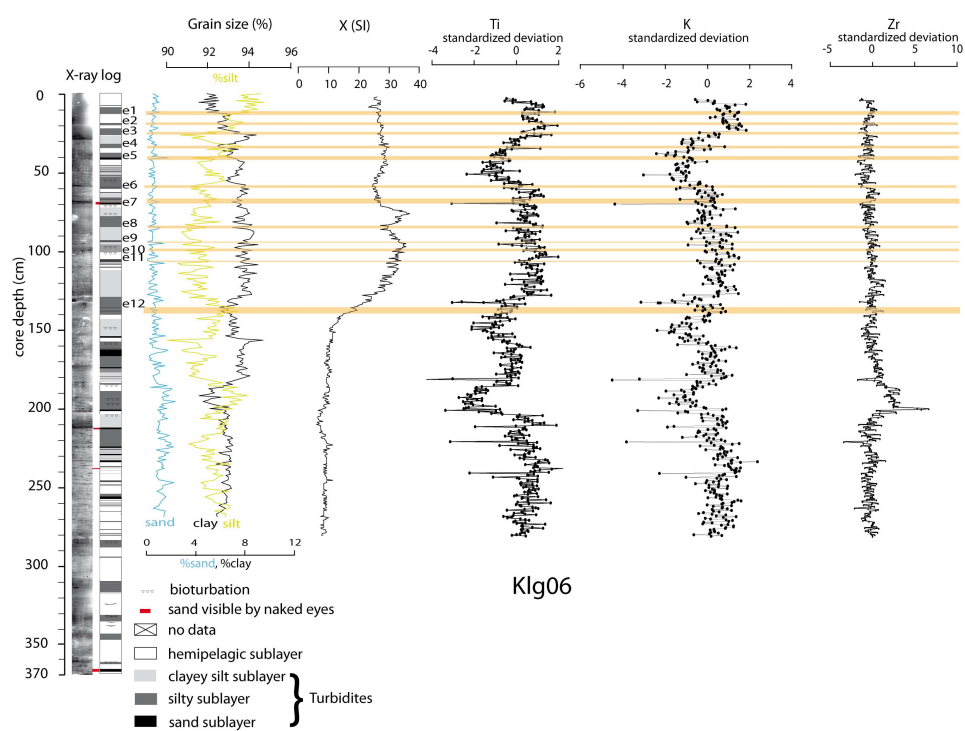


Fig.S2. Stratigraphic log of the Klg06 core situated in the Western High obtained combining X-ray imagery, grain size, magnetic susceptibility data, Mn and Zr standardized intensities. Main events deposited are identified and labelled.

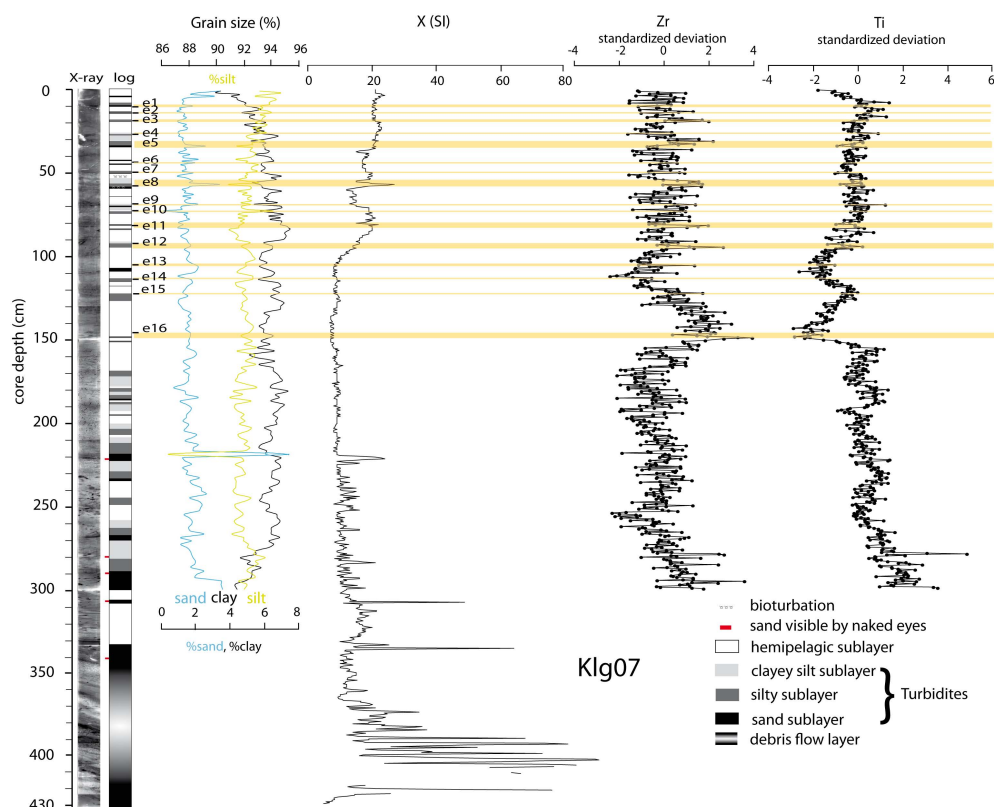


Fig. S3. Stratigraphic log of the Klg07 core situated in the Western High obtained combining X-ray imagery, grain size, magnetic susceptibility data, Mn and Zr standardized intensities. Main events deposited are identified and labelled; event labels change according to their stratigraphic position, beginning with 1 at the top of the core.

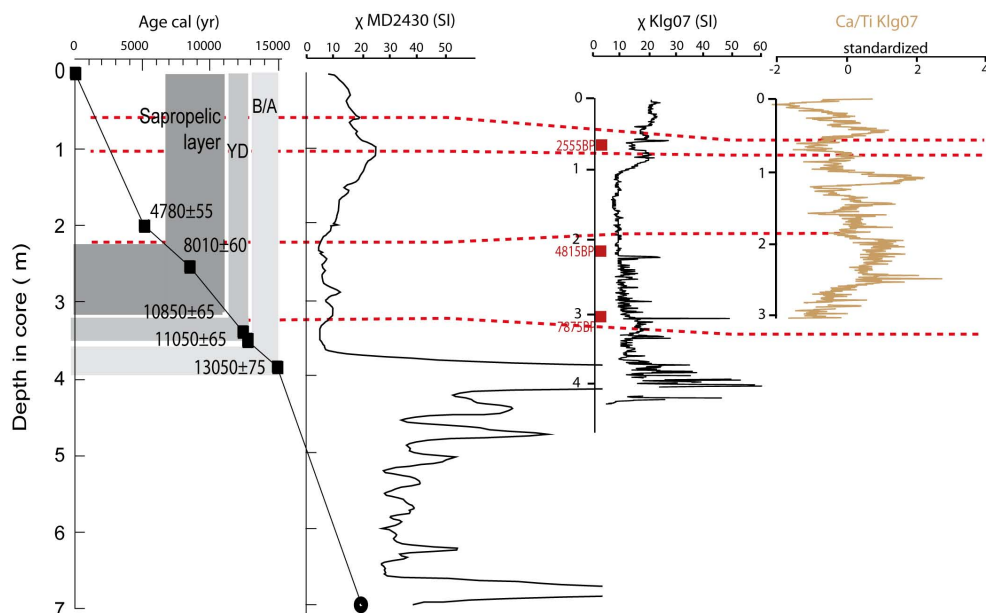


Fig. S4. Core correlation between Klg07 and MD2430 (Vidal et al., 2010) in the Western High obtained by using magnetic susceptibility data and Ca/Ti ratio. Red dashed lines indicate correlation key points. Uncalibrated ages are indicated in red and calibrated ages in black.

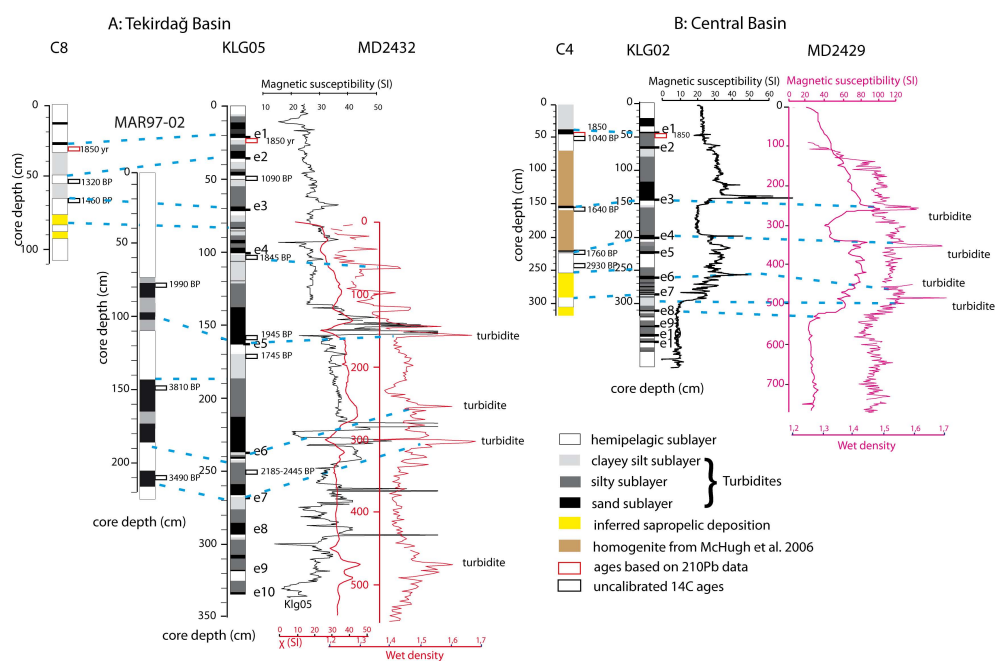


Fig. S5. Core correlation between Klg02 and Klg05 and already published cores in the Central and Tekirdağ Basins. **A:** Correlation in the Tekirdağ Basin between the cores Klg05, MD2432, C8 (McHugh et al., 2006) and MAR97-02 (Hiscott et al., 2002) obtained by using stratigraphic log and physical parameters. Uncalibrated ages are indicated for all cores and correlation key points are depicted with blue dashed lines. **B:** Correlation in the Central Basin between the cores Klg02, MD2429 (Beck et al., 2007) and C4 (McHugh et al., 2006) by using log and physical parameters. Uncalibrated ages are indicated for all cores and correlation key points are depicted with blue dashed lines.

4.2 Paleosismological record of recent earthquakes in the Çınarcık Basin, Turkey

Introduction

Earthquakes are a significant hazard for populations living around seismically active areas. Paleoseismology can provide answers to questions about recurrence behaviour of large earthquakes and geological slip rates (Weldon et al., 2004) and can help to constrain seismic hazard in populated areas (e.g. Los Angeles, Dolan et al. 1995). In submarine areas, the study of recurrence rate of large earthquakes is more problematic. The city of Istanbul in Turkey lies along the Marmara Sea, which is a pull-apart basin crossed by the North Anatolian Fault. This major strike slip fault ruptures in $M > 7$ earthquakes and is considered as seismic gap since the $M = 7.4$ 1999 Izmit earthquake (Hubert-Ferrari et al., 2000; Parsons et al., 2000; Pondard et al., 2007). It is thus a key issue to understand the fault behaviour in the Marmara Sea to assess the seismic hazard for the Istanbul area.

To constrain past earthquake ruptures at sea, submarine paleoseismology developed few years ago and has linked turbiditic deposits to earthquake shaking allowing their distinctive signature (Gorsline et al., 2000; Shiki et al., 2000; Nakajima and Kanai, 2000; Beck et al., 2007; Masson et al., 2011). Moreover, recent studies showed that the Marmara Sea has the potential to record earthquakes and used the identification of mass-wasting deposits triggered by large earthquakes to obtain continuous records of events over a time scale spanning several seismic cycles (McHugh et al., 2006; Sarı and Çağatay, 2006; Beck et al., 2007). Drab et al. (2012) discussed that the Tekirdağ and the Central Basin are acting as a receptacle of turbidites triggered by large earthquakes. These deposits have a distinctive signature and can be correlated through the Sea. Indeed the Ca/Ti ratio represents the autochthonous production (Ca) in comparison with the allochthonous deposits and is very sensitive to environmental and anthropogenic variations occurring in the Marmara Sea and was successfully used to correlate cores from the Tekirdağ Basin to the Çınarcık Basin (Drab et al., 2012).

Here, we apply the concepts of earthquake turbiditic deposits signature to gravity cores located in the Çınarcık Basin in the Marmara Sea, Turkey. This area is crossed by a major transform fault, the North Anatolian Fault (NAF), and is suitable for providing new information about the historical earthquakes recorded in the basin. We identified turbiditic deposits in two cores and use global the coeval Ca/Ti changes to correlate them. The granulometric characteristics of the turbidites are similar to the ones in the Tekirdağ and the Central Basins and a seismic trigger is thus inferred. Radiogenic lead and cesium data allow us to match the turbidites with recent historical earthquakes. Allowing to the core correlation and ^{14}C dating, we then construct an age model for the five first events in the core Klg04 and discuss the paleoseismological implications for Istanbul city.

4.2.1 Setting

The North Anatolian Fault (NAF) is a 1500 km long dextral strike slip fault accommodating the westward extrusion of the Anatolian Plate (Barka and Kadinsky-Cade, 1988; Sengör et al., 2005). In the Sea of Marmara, the NAF separates into branches spreading out the deformation

4.2 Paleosismological record of recent earthquakes in the Çınarcık Basin, Turkey

over a width of 130km (Barka and Kadinsky-Cade, 1988). The northern branch of the NAF accommodates the most part of the deformation (McClusky et al., 2003), enters in the Marmara Sea through the Izmit Gulf and runs across the 170 km long Marmara Sea. The Marmara Sea is composed of three aligned pull-apart subbasins reaching a maximum water depth of 1250 m (Le Pichon et al., 2001; Armijo et al., 2002; Sarı and Çağatay, 2006) and separated by two topographic ridges : the Western High and the Central High (Le Pichon et al., 2001; Armijo et al., 2005). From the West to the East, the basins are called Tekirdağ, Central and Çınarcık and are respectively associated with the present active Tekirdağ, Central and Çınarcık Fault Segments (Fig. 4.1). The different faults segments and the related basins have been imaged by seismic reflection and refraction profiles (Seeber et al., 2006; Carton et al., 2007; Bécel et al., 2009) and modelled (Hubert-Ferrari et al., 2000; Muller and Aydin, 2005).

The basins are sensitive to mass-wasting events triggered by major earthquakes rupturing the fault strand, which crosses them (McHugh et al., 2006; Sarı and Çağatay, 2006; Beck et al., 2007; Drab et al., 2012). In the Tekirdağ and Central Basin, seismoturbidites are composed of an erosive basal sandy sublayer associated with χ and Zr peak. The intermediate silty sublayer shows laminations and the top of turbidite is generally capped by a clayey silt sublayer.

The Çınarcık Basin, 50km long and 18km wide, is the eastern pull-apart basin of the three composing the Marmara Sea and connects the Central Basin to the Izmit Gulf. The Basin is bordered North and South by two major fault segments of the NAF. The main segment, called here Prince's Island Segment, is bordering the northern part of the basin and forms an arrangement of "en echelon" normal fault scarps (Armijo et al., 2002). This northern boundary forms a steep escarpment, 1000 m high and 40km long, characterized by a composite strike slip and normal motion (Armijo et al., 2002).

The Marmara Sea has been affected by large magnitude earthquakes recorded over 2000 years by the historical catalogue (Fig. 4.1 Guidoboni et al. 1994; Ambraseys 2002). In the last 300 years the Çınarcık Basin experienced four $M > 6.3$ earthquakes that may affect its sedimentation. Ambraseys (2002) located the $M=6.8$ 1754 along the Prince's Island segment, the $M=7.1$ 1766 and the $M=7.3$ 1894 in the Çınarcık Basin, the $M=6.4$ 1963 on the southern fault segment bordering the Çınarcık Basin. Other $M > 7$ earthquakes (the $M=7.4$ 1719 Hersek earthquake, the $M=7.1$ 1999 Izmit earthquake, the $M=7$ 1343) occurring along the Izmit and Central Fault Segments respectively east and west of Çınarcık might also have an impact.

4.2.2 Material and Analytical Methods

The two Kullenberg piston cores Klg03 and Klg04 were collected in the Çınarcık Basin during the Marmarascarp mission in 2002 (Armijo et al., 2005) shortly after the 1999 $M=7.4$ Izmit earthquake (Fig. 4.1, Tab. 4.2.4. They are 3km apart and lie along the main active branch of the NAF bordering the northern edge of the Basin.

Sedimentological investigations were performed in order to obtain an accurate core log. X-ray radiograms were obtained using the DGP scopix system of the University of Bordeaux 1. The X-ray penetration is proportional to sediment density (Migeon et al., 1999) and was useful to determine sedimentary layers related to earthquakes as described in Beck et al. (2007). Grain size measurements were performed using a Malvern Mastersizer 2000 every 10 mm to identify and classify the turbidites by computing mean grainsize and percentage of clay, silt and

4.2 Paleosismological record of recent earthquakes in the Çınarcık Basin, Turkey

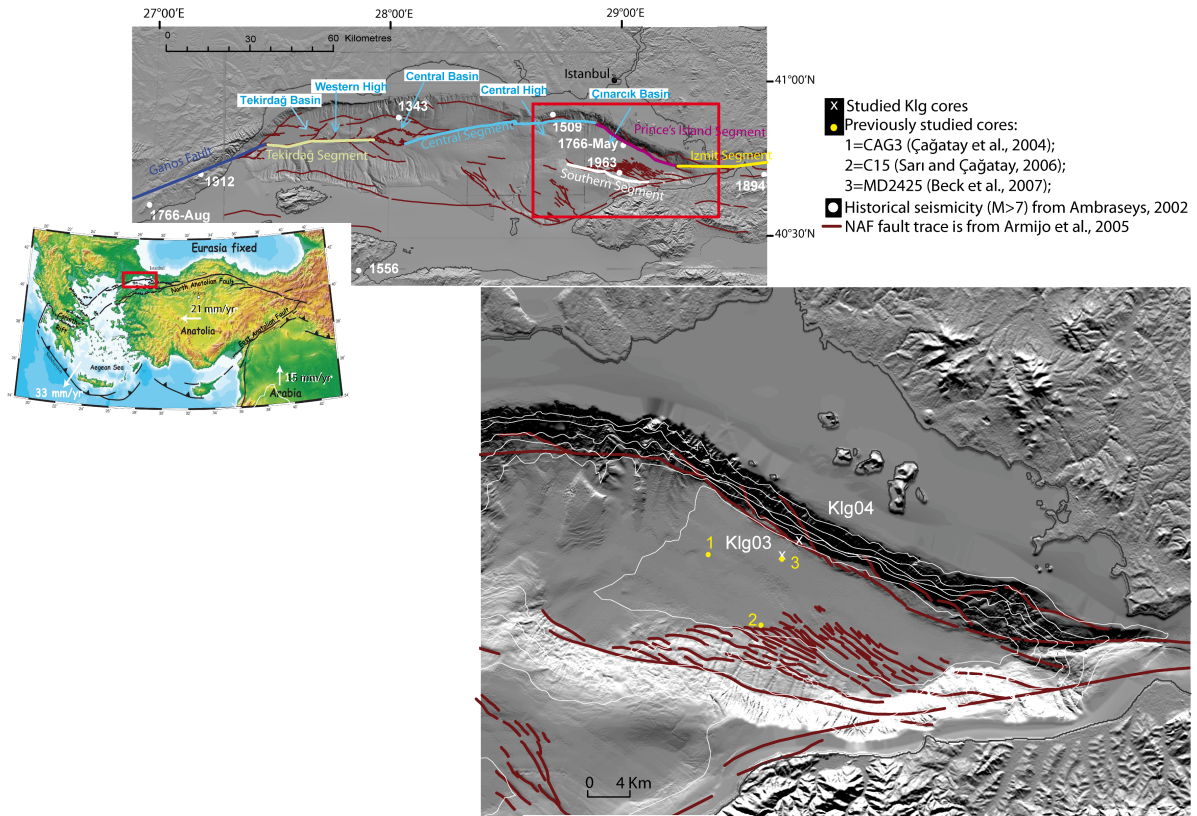


FIG. 4.1 – General context of the Marmara Sea crosses by the North Anatolian Fault (NAF). Main structures are labelled in blue. Global tectonic context of the Anatolian Plate is included as inset with GPS velocities from Reilinger et al. (2006), with a red box indicating the location of Fig.1. The zoom picture of the Basin shows the localisation of the two studied cores. The historical seismicity is represented in white dots (Ambraseys, 2002).

sand particles (Folk, 1968; Sperazza et al., 2004; Bertrand et al., 2008). Magnetic susceptibility measurements, χ , were obtained on split cores using a Bartington MS2E every 5 mm at room temperature. The data provide a first-order identification of layers enriched in coarse detrital material (Fe, Mg, Ti), which can characterize the base of turbidites (Butler, 1992; Tauxe, 2010). XRF data were determined using X-ray fluorescence on an Avaatech XRF core scanner in Bordeaux 1 University to characterize geochemical and sedimentological processes associated to deposits earthquake related. The two cores were measured every 5mm with energies of radiation of 10keV and 30keV to reach a large spectra of elements comprising Al, Si, S, Cl, K, Ca, Ti, Mn, Fe, Br, Pb, Rb, Sr, Zr. The elemental distributions were standardized to get a better comparison of the variations of intensity through the two different cores. As intensities are only a semi-quantitative measurement of the real elemental composition, we used ratios that provide the most easily interpretable signal of relative changes in chemical composition, and minimize the risk of drawing erroneous conclusions from XRF data (Palike et al., 2001; Vlag et al., 2004; Bahr et al., 2005). The Ca/Ti ratio was exploited because it represents autochthonous productivity in the Sea (Ca) with respect to terrigenous allochthonous input (Ti). It is moreover considered as a reliable proxy in the nearby Black Sea environment (Bahr et al., 2005). Mineralogy on core Klg04 on bulk sediment was carried out using a XRD Bruker D8 Advance. Scans were run

4.2 Paleosismological record of recent earthquakes in the Çınarcık Basin, Turkey

with an opening angle of 2θ . Intensities peaks were measured and corrected using the corrective factor from Cook et al. (1975). This tool was used to differentiate allochthonous turbidites from autochthonous ones.

The chronology of the cores is based on ^{210}Pb , ^{137}Cs and ^{14}C dating techniques. The ^{210}Pb and ^{137}Cs were measured using a semi-planar γ detector at EPOC, University of Bordeaux 1 (Schmidt et al., 2009). The method is described in (Schmidt et al., 2009) and sedimentation rates were calculated using the Constant Flux- Constant sedimentation model (Robbins, 1978). AMS radiocarbon dating was carried out at Artemis LMC14 laboratory in LSCE, Orsay and at the Aeon laboratory. Both planktonic and benthic foraminifers were collected when possible on top of turbiditic events. Shells were mostly extracted at the base of turbiditic events. ^{14}C BP ages were calibrated using Oxcal calibration system version 4.1 (Ramsey, 2006) with Marine-Cal04 data set and a reservoir age of 400 ± 100 years according to McHugh et al. (2006). The authors used samples of marine origin and calculated an average mean between 340 ± 40 years and 460 ± 40 years from AMS14C dating to determine their reservoir correction of $\Delta R 400\pm 100$.

4.2.3 Results

Sedimentology and event characterization

Visual inspection shows that all cores have a very uniform silty-clay lithology with sandy laminations and gravely layers containing numerous shells (indicated in red in the Fig. 4.2 and 4.3). A succession of turbidites is however visible in the X-ray imagery. Turbidites show dark grey sand sublayers that are progressively grading to greyer silt sublayer and in places to light grey clayey silt sublayer. These sequences form about 80% of the sedimentary record of Klg03 and Klg04 cores and have the following characteristics. The sand sublayer has a sharp basal surface, which can be wavy indicating erosion and is associated with strong structural and cross disturbances. It shows high values in magnetic susceptibility, χ , and Zr and Mn peaks (Fig. 4.2 and 4.3). The overlying intermediate grey sublayer shows numerous thin parallel laminations in greater concentration near its base. Beck et al. (2007) has linked these laminations to oscillating currents. In this layer silt reaches a maximum just above the basal layer and slowly decreases up to a minimum or stays nearly constant. A light-grey clayey silt sublayer with possible traces of bioturbation caps the sequence. The identified turbidites have the same characteristics as the one previously described in the cores sampling the Tekirdağ and Central Basins of the Marmara Sea. The same seismic trigger is thus inferred.

We also identify in the cores very thin sand lamina that could correspond to minor turbidites. They typically have less than half of the volume of the smallest major turbidite identified in the same core. The stratigraphic logs of cores presented in Figs. 4.2 and 4.3 show the X-ray intensities, the magnetic susceptibility, the granulometric measurements and XRF data. The dark Zr enriched sand base, the laminated grey silt sublayer and the clayey silt top sublayers are shown with different grey scale colours. Identified seismoturbidites are labelled downward from the top of the core. Minor turbidites are not labelled.

The 370 cm long Klg03 core (Fig. 4.2) presents 19 seismoturbidites based on the X-ray and grain-size data. The maximum thickness of events is 35 cm. The basal layer of major events is characterized by a clear χ and Zr peak associated to a Mn peak just underneath. The record of

4.2 Paleosismological record of recent earthquakes in the Çınarcık Basin, Turkey

the Klg04 core is similar. Twenty-six turbidites are recorded with the X-ray and granulometry. The magnetic susceptibility signal shows a peak related to sandy events in the top of the core but it presents a sharp decrease at 80 cm depth and events are not marked after. The mean thickness of events is 20-25cm.

The Klg04 core has already been correlated to cores from the Western High and Tekirdağ Basin through this ratio of elements. Like in Drab et al. (2012), the Ca/Ti ratio is used here to match the Klg04 and Klg03 cores (Fig. 4.6 and 4.8 in the appendices). The comparison between the both cores is straightforward and accurate (Fig. 4.8 in the appendices). The intensities variations in geochemical composition are the same (Fig. 4.8 in the appendices). Moreover, this correlation highlights a 25 cm thick erosion in the core Klg04 at 80 cm depth.

The mineralogy of the core Klg04 is dominated by clay minerals that constitute 50% of the total sediment. Basal sublayers (Fig. 4.3), show a sharp relative increase of terrigenous minerals (Plagioclase, Muscovite and Quartz) and a coeval decrease in clay (Fig. 4.4). This turbiditic deposition contrasts with the background sedimentation characterized by high clay content. The terrigenous minerals increase is variable between each event. Events 1 and 2 have a similar mineralogical signature marked by a relative increase by 15% of plagioclase and by 5% of quartz. Event 3 shows a relative increase in Feldspath and plagioclase. Event 4 has no specific signature. Event 5 and 6 show a muscovite peak.

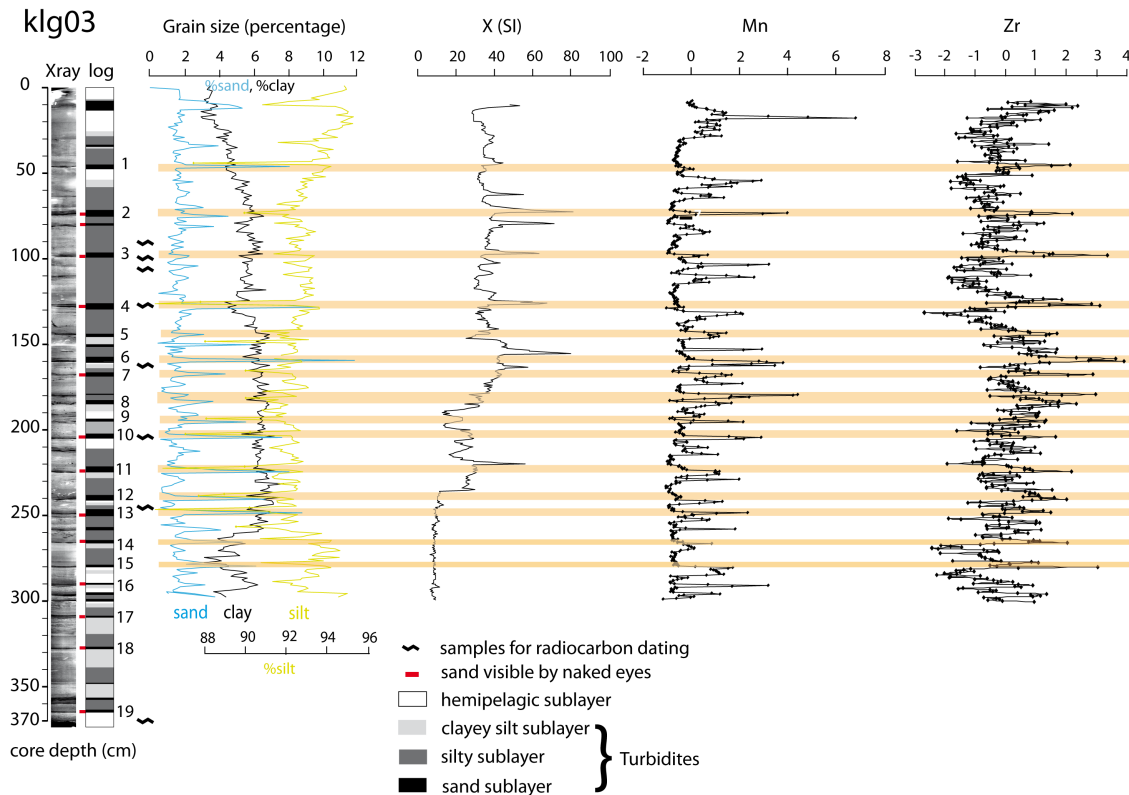


FIG. 4.2 – Stratigraphic log of the Klg03 core obtained combining X-ray imagery, grain size, magnetic susceptibility data, Mn and Zr standardized intensities. Main turbidites deposited are identified and labelled; event label is changing according to their stratigraphic position, beginning with 1 at the top of the core. In black is represented the sandy dark layer, in grey the intermediate silty layer, in light grey the upper clay-rich layer and in white the background sedimentation.

4.2 Paleosismological record of recent earthquakes in the Çınarcık Basin, Turkey

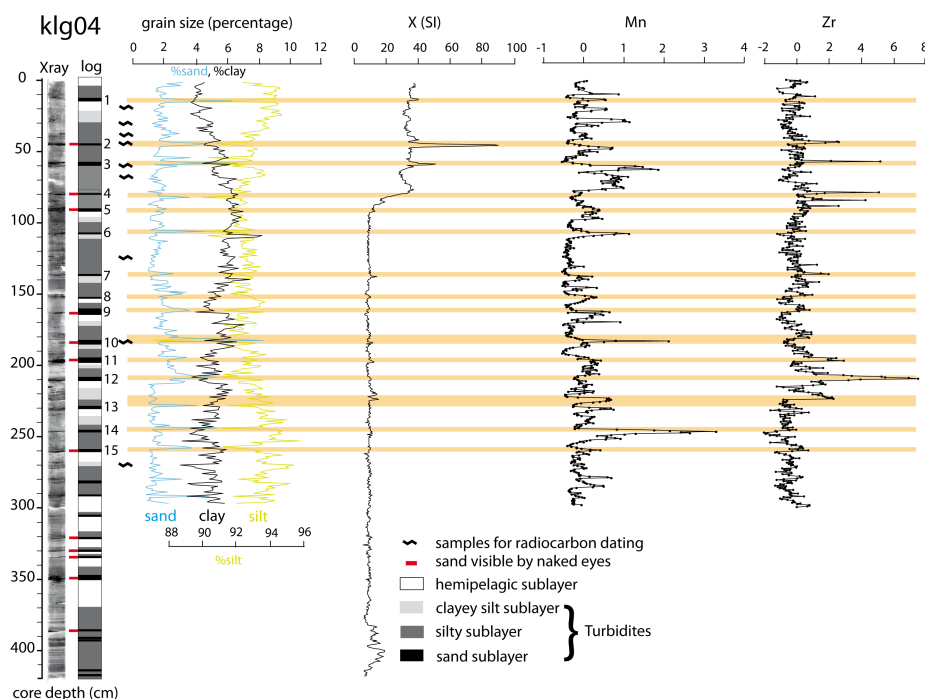


FIG. 4.3 – Stratigraphic log of the Klg04 core obtained combining X-ray imagery, grain size, magnetic susceptibility data, Mn and Zr standardized intensities. Main turbidites deposited are identified and labelled; event label is changing according to their stratigraphic position, beginning with 1 at the top of the core. In black is represented the sandy dark layer, in grey the intermediate silty layer, in light grey the upper clay-rich layer and in white the background sedimentation.

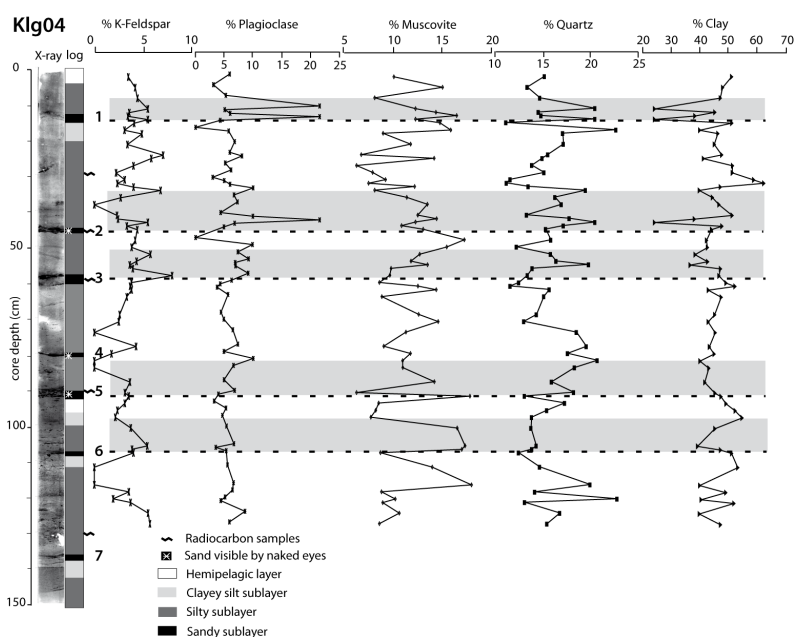


FIG. 4.4 – Bulk mineralogy data are represented with the stratigraphic log of the first 150 cm of Klg04.

Chronology

$^{210}\text{Pb}_{xs}$ and ^{137}Cs activities The age of sediments in the first 50 and 25 cm of the cores Klg03 and Klg04 was constrained using unsupported ^{210}Pb and ^{137}Cs data. It allows deducing sedimentation rate for the last century. Potential disturbances at the top sediments are identified combining X-Ray and granulometry. Sedimentary events are identified at 10 cm and 45 cm in Klg03 (events 0 and 1 in Fig. 4.5) and at 12 cm in Klg04 (event 1 in Fig. 4.5). Event 0 in Klg03 shows strong laminations and a minor broad increase in mean granulometry. Events 1 in Klg03-04 have erosive bases and show a sharp and strong increase in granulometry. In addition at 30 cm in Klg03, there is a minor disturbance visible in the X-ray.

In the first 10 cm, the Klg04 core presents an exponential decay with increasing depth before event 1. Activities are consistent with the activities of the nearby ROV collected during the same cruise (Fig 4.5). The deduced sedimentation rate is 0.12cm/yr and represents the hemipelagic sedimentation rate. The uppermost 25 cm of Klg03 shows a constant ^{210}Pb activity in an inferred mixed layer followed by a rapid exponential decay. This layer is associated with events 0 and 1. Below the reworked layer the deduced sedimentation rate is 0.13cm/yr. The sedimentation rate in top of core is thus the same for both cores.

The ^{137}Cs chronology in Klg04 shows a peak at 2 cm depth followed by a sharp decrease from 8 mBq/g to 0.5 mBq/g at 5.5 cm depth. Values rise back at 8 cm to 2.5 mBq/g to show meaningful values until 12 cm depth. In Klg03, the ^{137}Cs profile shows an increase from 6 to 10 cm depths followed by a small decrease from 10 to 12 cm. An important increase from 12 to 18 mBq/g is then observed in ^{137}Cs intensities from 15 to 20 cm depth. This peak in ^{137}Cs values is followed by a sharp decrease to reach meaningful values at 40 cm depth. This radionuclide will help to constrain the chronology of events in cores for the last century as two important anthropogenic events can be marked in the profile : the 1986 Chernobyl event and the 1963 peak related to subaerial nuclear testing.

Age model including ^{14}C Dating Radiocarbon age dating was obtained on shells, planktonic and benthic foraminifers on 24 samples (Tab. 4.2.4). Samples were mainly extracted in the first 150 cm of the two cores to obtain better constrains for the most recent recorded events. In the first 350 cm of Klg03 ^{14}C age and indicate a record of 4000 years BP in the core. For Klg04, the first 270 cm ^{14}C age indicates a record of 4600 years BP in the core. We used the oxcal model to constrain the age of samples and paleoearthquakes. Age of earthquakes will then be compare to the historical seismicity.

Five samples overestimate the expected age of the host sediment. It indicates significant reworking and external sediment supply from the shelf associated with turbiditic event (indicated in *italic* in Table 4.2.4). They will not be considered to construct our model age. As two distinct samples (shells and planktonic foraminifers) collected at the same depth give the same ^{14}C age, we will assume, that the reservoir effect is the same for shells, planktonic and benthic foraminifers. We also used the same reservoir age of 400 ± 100 years of McHugh et al. (2006).

Dating material was not obtained in sufficient quantities to calibrate events independently in both cores. We thus used the Ca/Ti correlation obtained to mix dating samples collected in Klg03 into Klg04 core. Moreover, the age of the first event was constrained according to ^{210}Pb and ^{137}Cs data. The age model obtained is presented in Fig. 4.7. Event 1 is located at 12 cm

4.2 Paleosismological record of recent earthquakes in the Çınarcık Basin, Turkey

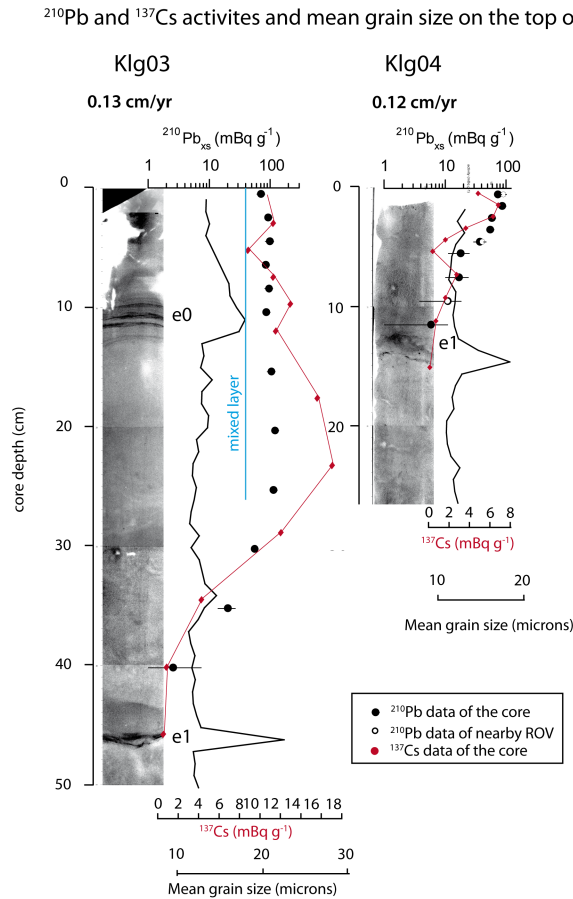


FIG. 4.5 – Excess ^{210}Pb activities (black dots), ^{137}Cs activities (red dots) and computed sedimentation rates for the cores Klg03 and Klg04. White dots on Klg04 are from the nearby ROV cores and show that no significant loss of sediments occurred in Klg cores. X-ray imagery associated to the mean grain size (black lines) show the location of events.

depth in Klg04 and is constrain from the sample Klg04-17 cm. There is 95% probability that the event 1 occurred between 1600 AD and 1900 AD. Event 2 is located 45 cm depth and is constrain by the samples Klg04-28 cm to the top and Klg04-38 cm underneath. There is 95% probability that the event 2 occurred between 1200 AD and 1700 AD. The event 3 is located at 58 cm depth and is constrain by the samples Klg04-45.5 cm on the top and Klg04-59 cm to its base. There is 95% probability that the event 3 occurred between 1100 and 1400 AD. Between event 3 and event 4 three samples (Klg03-98 cm, Klg03-100cm and Klg04-68.5 cm) will constrain the timing. Event 4 is localised at 80 cm just before the erosion and is constrained by the sample Klg03-114 cm to the top and Klg03-156 at its bottom. There is 95% probability that the event 4 occurred between 500 AD and 1200 AD. Events 5 and 6 are put together because we do not have sample between. Both events are constrained by the sample Klg03-161 cm to the top and Klg03-203.5 to the bottom. There is 95% probability that events 5 and 6 occurred between 500 BC and 500 AD. Event 7 is located 138 cm depth and is constrained by the sample Klg04-130 cm to the top and Klg03-245 cm to the bottom. There is 95% probability that the event 7 occurred between 1400 BC and 600BC. Events 8; 9 and 10 are put together due to the lack of samples. The interval is 30 cm thick and is constrained by the sample Klg03-245cm to the top and the events

4.2 Paleosismological record of recent earthquakes in the Çınarcık Basin, Turkey

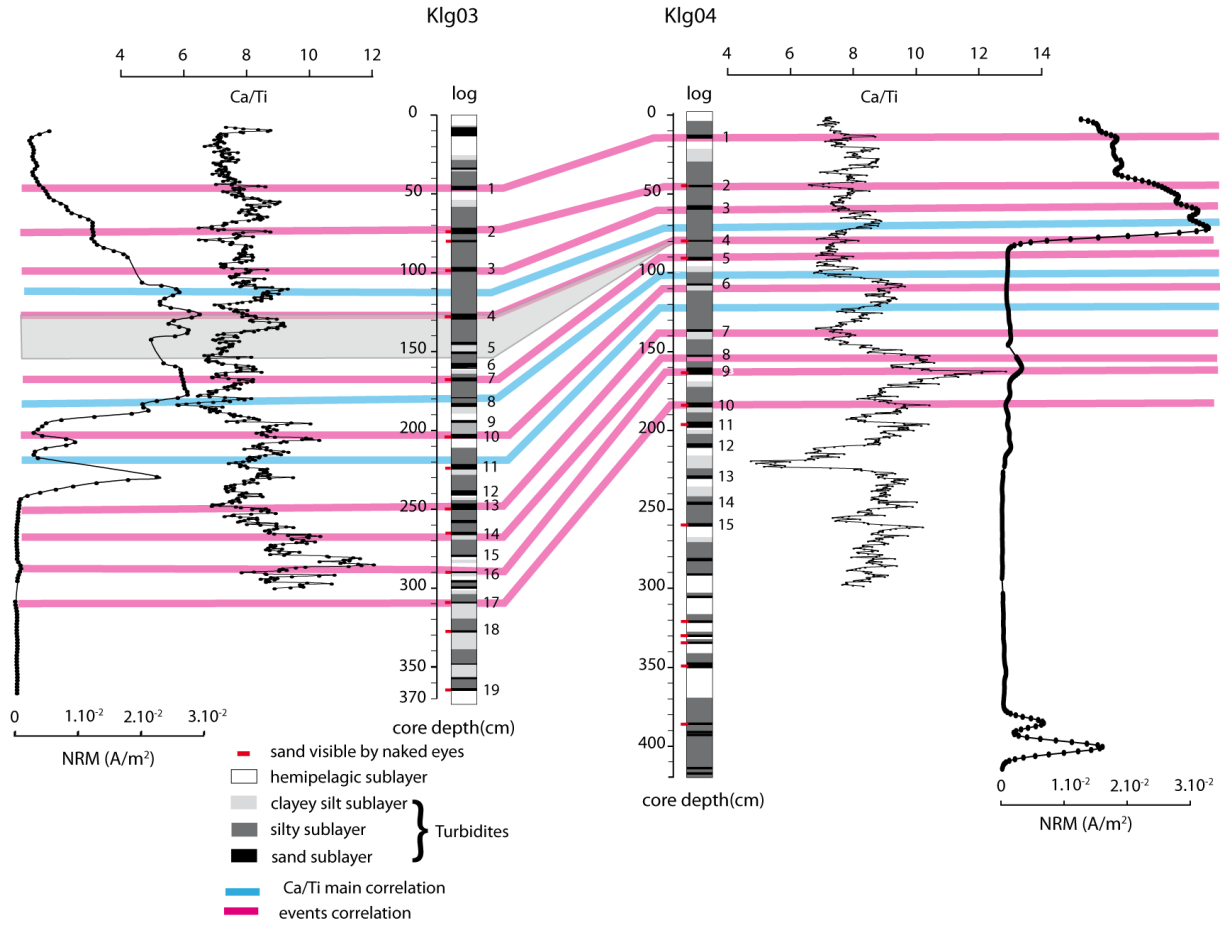


FIG. 4.6 – Correlation of events between Klg04 and Klg03 according to the Ca/Ti correlation.

11 and 12 localised underneath. There is 95% probability that these events occurred between 1650 BC and 1000 BC. Events 11 and 12 are constrained by the events 8-9-10 located above and by the events 13-14-15 underneath. They are located between 198 and 210 cm depth and there is 95% probability that the events 11-12 occurred between 1800 BC and 1100 BC. The last three events 13-14-15 are located between 230 and 260 cm depth and are constrain to the bottom by the samples Klg03-566cm. There is 95% probability that the events 13-14-15 occurred between 1700 BC to 1200 BC.

4.2.4 Interpretation

Sedimentation rate

The ^{210}Pb deduced sedimentation rate is identical at both sites and similar to rates in the Tekirdag Basin (Drab et al., 2012). However the mean sedimentation rate between the two cores is strikingly different (Fig 4.5).

Indeed, Ca/Ti Ratio and Radiocarbon data show that the sedimentation rate is faster in Klg03 than in Klg04. In fact Klg03 records more mass-wasting events than Klg04 during the same time interval. The observed differences may be related to the specific locations of different cores. The core Klg03 is located in the deeper part of the main Holocene depocentre (Carton et al., 2007), 1.6km south to the main fault strand. Mass-wasting deposits recorded in this core can have

4.2 Paleosismological record of recent earthquakes in the Çınarcık Basin, Turkey

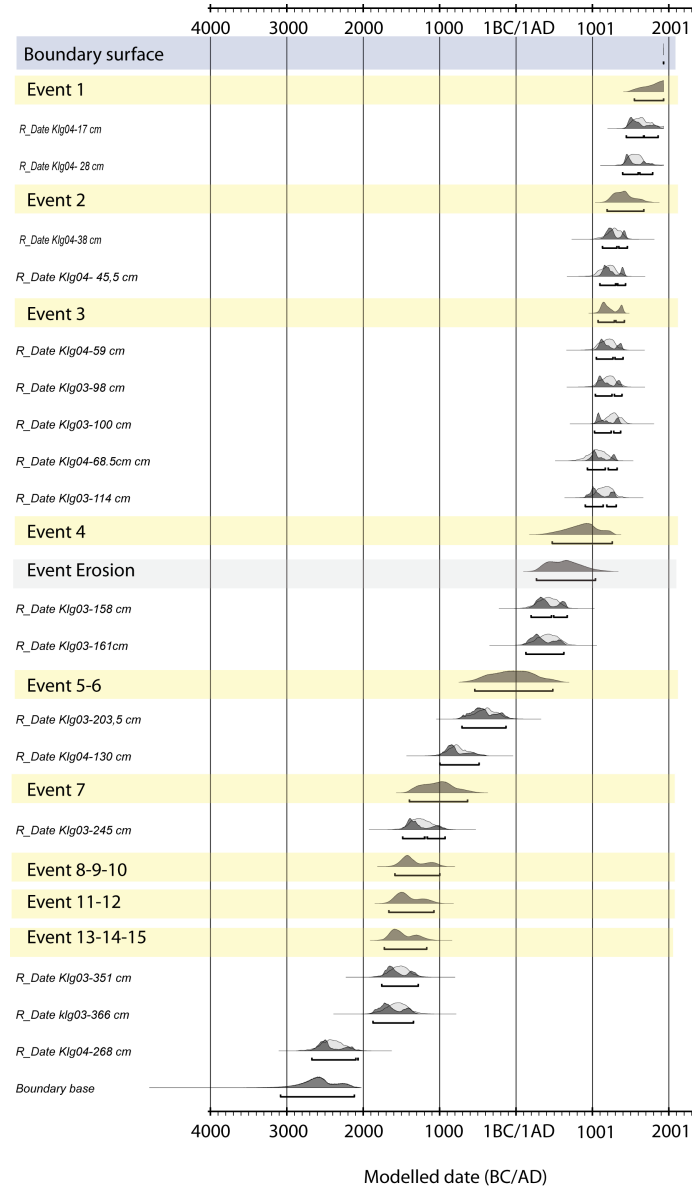


FIG. 4.7 – Age model obtained using Oxcal software (Ramsey, 2006) with a reservoir age of 400 ± 100 years.

different origins. Turbiditic flows can come from the northern slope of the Çınarcık Basin as well as from the southern slope of the Basin (Fig. 4.1). On the opposite the Klg04 core is located in a topographic bend between two splays of the Prince's Island Segment near the base of the 1000 m high northern slope. It lies 300 m north to main fault segment and 35 m above the Klg03 site. Only mass-wasting event coming from the northern slope will be recorded. Due to its localisation on the uplifting part of the Çınarcık Basin, the Klg04 core will most likely record events rupturing the Çınarcık Segment.

The emplacement of Klg03 core is acting as a receptacle of sediments coming from the different slope destabilization. It shows a continuously depositing in comparison to Klg04 site where we documented 25 cm of erosion. In addition, the northern slope of the Çınarcık Basin may have not accumulated enough sediment between earthquakes rupturing the Prince's Island Segment.

Impact of the most recent earthquakes during the last century

^{210}Pb and ^{137}Cs data provide a chronology of the most recent sedimentary events. The chronology thus allows relating turbidites recorded in Klg03 and Klg04 to recent historical seismicity (e.g. the M=7.4 1999 Izmit earthquake, the M=6.4 1963 earthquake and the M=7.3 1894 Çınarcık earthquake). The 1894 earthquake occurred in the Çınarcık Basin with the most effects in the Prince's Island, south of Istanbul (Ambraseys, 2002) and was linked with a sea wave 1.5 m high in Istanbul area (Altınok et al., 2011). The 1999 Izmit earthquake did not reach the Çınarcık Basin (Gasperini et al., 2011) but triggered a lot of landslides around the Sea of Marmara (Gazioğlu et al., 2005). The 1963 earthquake occurred in the southern part of the Çınarcık Basin along normal faults (Nalbant et al., 1998; Bulut and Aktar, 2007) and was associated with a sea wave of 1 m high in the southern part of the Marmara Sea (Altınok et al., 2011). In Klg03, two turbidites (event 0 and 1, Fig. 4.5) and a minor disturbance are observed in the first 50 cm. Event 1 at 45 cm depth corresponds to the level where ^{210}Pb data reach meaningful values. In Klg04 core the first turbidite (event 1, Fig. 4.5) is located 12 cm depth where the $^{210}\text{Pb}_{xs}$ reaches meaningful values. Both events are associated with a sandy peak and a strong increase in χ and Zr values (Fig. 4.2 and 4.3). Considering the interface $^{210}\text{Pb}_{xs}$ activities of nearby ROV and ^{210}Pb half-life of 22.3 years, the low values of $^{210}\text{Pb}_{xs}$ just above the level of events 1 would occur a hundred years ago. We thus infer that the event labelled 1 in Klg04 at 12 cm depth and in Klg03 at 45 cm depth corresponds to the 1894 event. Indeed Armijo et al. (2005) mapped a recent surface rupture along the Prince Island.

Event 0 at 10 cm depth in Klg03 occurs where the values of ^{210}Pb are maximum (Fig. 4.4). These non-erosive laminations are combined with a sandy and magnetic susceptibility peaks and with an increase in Zirconium content (Fig. 4.2). We interpret this youngest event in the core as the imprint of the Izmit earthquake. The earthquake also triggered a far-field turbidite in the Black Sea (Yücel et al., 2010). In the Central Basin, we also observed a similar faint disturbance at 35 cm depth marked by a sandy peak and non-erosive laminations above the 1912 earthquake (Drab et al., 2012). It might also be the imprint of the 1999 Izmit earthquake. Finally, at 30 cm depth in Klg03, a tiny disturbance marked by a Zr and a sandy peak is observed. It has a really discrete expression in the X-ray (Fig. 4.5) and occurs at a level where there are still ^{137}Cs fall out, and might be related to the 1963 earthquake. This will imply that the events ruptured the southern fault segment of the Çınarcık Basin as it is not recorded in Klg04.

The fact that the core Klg03 can record far field earthquakes as the 1999 Izmit earthquake or earthquakes from the southern part of the Çınarcık Basin as the 1963 earthquake confirms that the center of deep basins are very sensitive to record mass-wasting events. It also confirms that there would be always enough sediment accumulated along the different slopes to generate a deposit recorded by the core. It also give a clue on the minimum earthquake magnitude expected that can generate a mass wasting event in the Marmara Sea. It shows that in the Marmara Sea, $M > 6.4$ earthquakes can be a minimum magnitude to trigger turbidites in the center of the Marmara Sea Basins.

4.2 Paleosismological record of recent earthquakes in the Çınarcık Basin, Turkey

Event timing relative to other studies

Findings in this study indicate that earthquake event 1 occurred during the period 1600 AD and 1900 AD with the maximum probability near 1900 AD. Ambraseys (2002) reported that a damaging earthquake occurred in 1894 between the Izmit Gulf and the Çınarcık Basin. The event was associated to a 1.5 m high wave (Hebert et al., 2005) and has been documented by McHugh et al. (2006) at Sea. According to the ^{210}Pb data we thus infer that event 1 is the M=7.3 1894 earthquake.

Event 2 occurred between 1200 AD and 1700 AD. Ambraseys (2002); Guidoboni et al. (1994); McHugh et al. (2006) reported a important earthquake at the junction between the Çınarcık Basin and the Central Basin. This earthquakes was damaging and has been associated with a strong tsunami (Ambraseys, 2002; Guidoboni et al., 1994; Altınok et al., 2011). The M=7.2 1509 earthquake corresponds to the temporal window of event 2. This will imply that the Çınarcık Basin did not record the may 1766 earthquake. It seems broadly consistent with the earthquake rupture modelling of Pondard et al. (2007) but it contradict the Ambraseys (2002) localisation.

Event 3 occurred between 1100 AD and 1400 AD. Ambraseys (2002), neither Guidoboni et al. (1994) reported an important earthquake during this period. Nevertheless, an important earthquake occurred and ruptured the Central Segment in 1343. It has been documented both by historical and paleoseismological record (Ambraseys, 2002; Guidoboni et al., 1994; McHugh et al., 2006). As the end of the Central Segment is 10 km far from the Klg04 core we infer that this event could have been recorded in the Çınarcık Basin. We thus assume that event 3 is the M=7 1343 earthquake.

Event 4 is between 500 AD and 1200 AD. During this time, 3 major earthquakes affected the area : The 740, the 869 and the 989 earthquakes. The probability that event 4 is one of them is strong. We might turn into the 740 event as McHugh et al. (2006) identified turbidites in the Central Basin and in the Izmit Bay related to this event. Moreover the 740 earthquakes.

The correlation of events 5-6 and 7 and 8-9-10 is not as easy as the events 1 to 4 due to the lack of strong ^{14}C dating and to the number of reported earthquakes that damaged Istanbul. Guidoboni et al. (1994) reported more than 14 earthquakes between 300 BC and 500 AD. The table 4.3 in the appendices summarizes the possible link between the first event and the historical seismicity

Conclusion

By this study we show that the main depocenter of the Çınarcık Basin is very sensitive to record mass- wasting deposits related to earthquake shaking. Moreover, we construct a first age model and compared it to other studies and historical seismicity. Most of events recorded in historical seismicity are found but some events as the may 1766 earthquake are not recorded in the core. It implies that, as basins are accurate recorder of seismoturbidites, this earthquake did not rupture the Prince's Island segment. Finally, we show that Klg03 core located in the main depocenter has recorded far field earthquakes. It also has the availability to record earthquake with a minimum magnitude of 6.3.

4.2 Paleosismological record of recent earthquakes in the Çınarcık Basin, Turkey

Core	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Water depth (m)	Core length (cm)
Klg03	40°47.98	28°59.55	1241	374
Klg04	40°48.60	29°00.73	1206	419

TAB. 4.1 – Location of the Kullenberg cores

Sample	Type	Age (yr BP)	error (yr)
Klg03, 88 cm	bf	1885	30
Klg03, 98 cm	sh	1585	30
Klg03, 100-104 cm	bf	1515	30
Klg03, 114 cm	plc	2380	15
	bf	1630	30
Klg03, 158 cm	sh	2370	30
Klg03, 161 cm	plc	2370	60
Klg03, 203.5 cm	sh	3045	30
Klg03, 245 cm	sh	3750	30
Klg03, 351 cm	sh	3975	30
Klg03, 362 cm	plc	4000	60
Klg04, 17-20 cm	bf	1060	30
Klg04, 28 cm	sh	1140	30
Klg04, 38-42 cm	bf	1480	35
Klg04, 45.5 cm	sh	1580	30
Klg04, 59 cm	sh	1595	30
Klg04, 68.5 cm	bf	1740	35
Klg04, 91 cm	sh	4535	30
Klg04, 130 cm	sh	3355	30
Klg04, 162 cm	sh	17360	60
Klg04, 184 cm	sh	4380	30
Klg04, 197 cm	sh	15100	45
Klg04, 214 cm	sh	4910	30
Klg04, 268 cm	sh	4655	30

TAB. 4.2 – AMS Radiocarbon dating results performed on shells (sh), planktonic foraminifers (pf) and benthic foraminifers (bf). Sample name written in italic are samples considered to be reworked and were not used for the interpretations and not calibrate. Analyses were performed at Artemis LMC14 laboratory and AEON laboratories.

Appendices

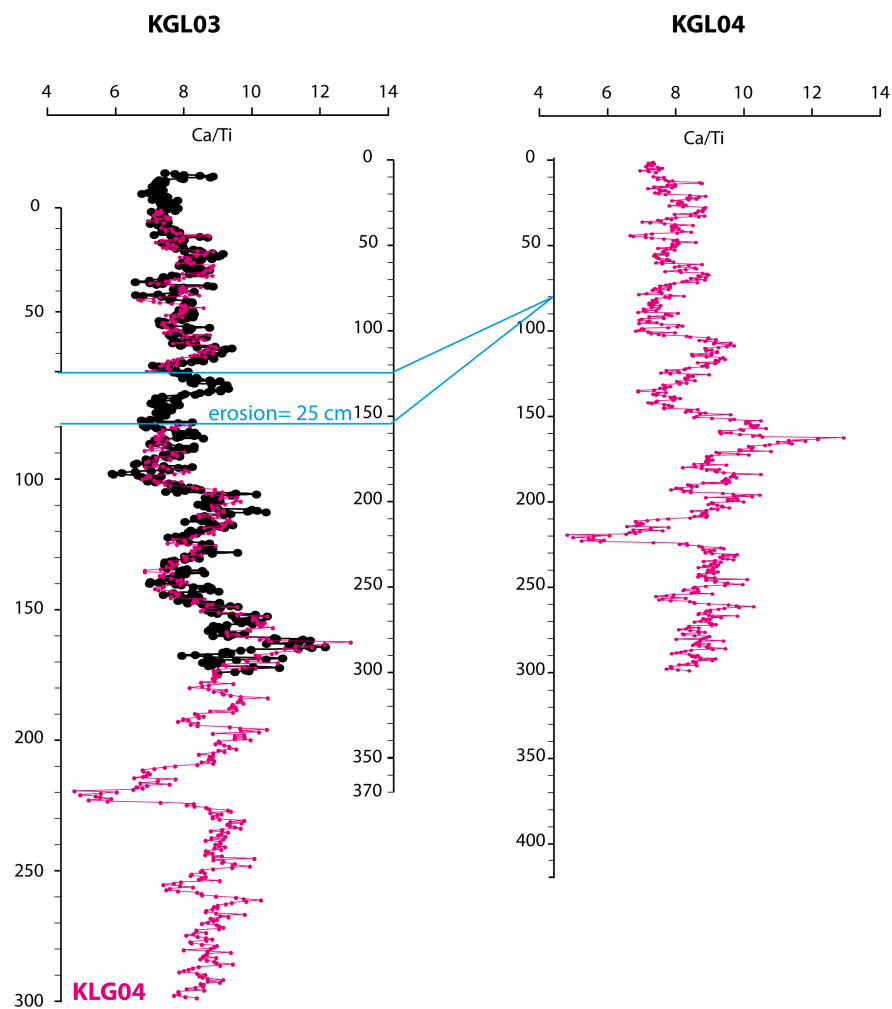


FIG. 4.8 – Correlation Ca/Ti of cores Klg03 and Klg04 and highlight of 25 cm erosion in Klg04.

4.2 Paleosismological record of recent earthquakes in the Çınarcık Basin, Turkey

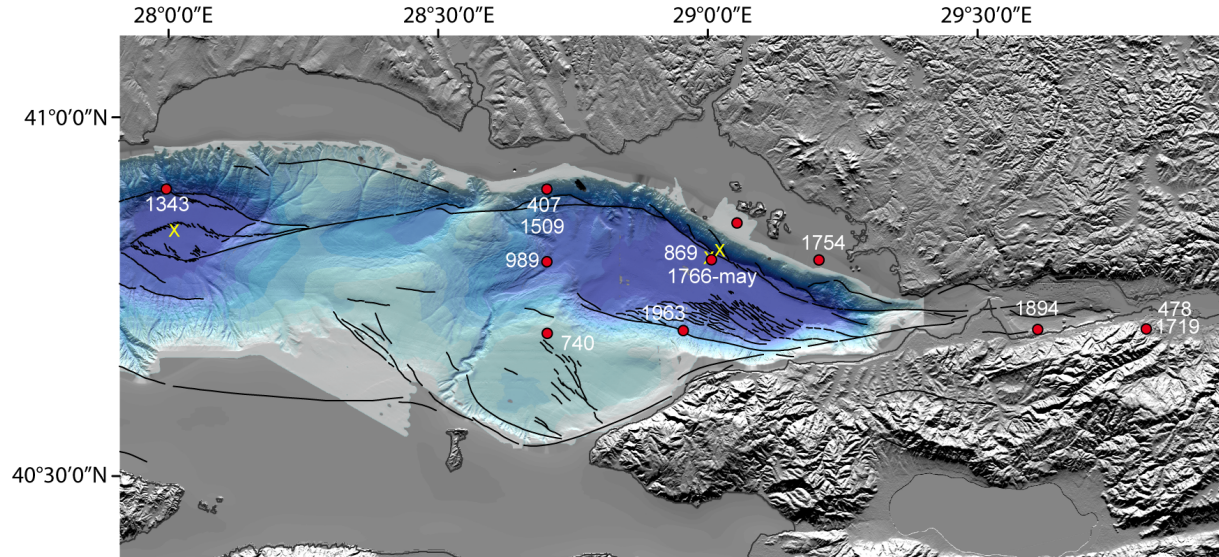


FIG. 4.9 – Location of historical earthquakes epicenters according Ambraseys (2002)

Event	2 σ range (Calendar BC/AD)	Historical earthquake	Magnitude
E1	1875-1895	10 July 1894	M=7.3
E2	1219 AD - 1725 AD	10 September 1509	M=7.2
E3	1086 AD - 1424 AD	18 October 1343	M= 7
E4	516 AD - 1281 AD	25 October 989/26 October 740	M=7.2/ M=7.1
E5-E6	488 BC - 537 AD	14 possible earthquakes	

TAB. 4.3 – Link between sismoturbidites recorded in the Çınarcık Basin and the earthquake from the historical seismicity that could correspond to the recorded event.

Chapitre 5

Etude paléomagnétique en Mer de Marmara

Dans le cadre de l'étude des carottes de la Mer de Marmara, nous avons effectué une analyse de magnétisme, dans le but d'obtenir un enregistrement de la paléo-intensité et de la paléo-inclinaison. Nos carottes présentent une diagenèse précoce, abrupte et très intense que nous avons étudié tant du point de vue chimique que magnétique.

Le chapitre sera découpé en plusieurs parties. La première partie présentera la version préliminaire d'un article sur les carottes Klg03, Klg04 (localisées dans le Bassin de Çınarcık) ainsi que sur les carottes Klg06 et Klg07 localisées au niveau du Western High. Ces carottes ont été privilégiées dans notre étude car leur enregistrement semblait le plus cohérent. Leur différence de location a permis de plus d'avoir une comparaison entre les différents milieux de dépôt (un bassin (Klg03) et sa partie externe (Klg04), un haut topographique légèrement éloigné des sources terrigènes). Ce sont par ailleurs sur ces carottes que nous avons effectué le plus de mesures. La deuxième partie présentera les résultats des différentes mesures effectuées sur les carottes Klg02 (Bassin Central), et Klg05 et Klg08 (Bassin de Tekirdağ). Ces carottes n'ont pas été sélectionnées du fait de leur nombre trop important en turbidites. Par ailleurs, nous n'avons appliqué sur ces carottes que les étapes de base pour une étude de paléomagnétisme : les mesures de NRM et ARM.

5.1 Magnetic properties of recent sapropels in the Marmara sea

Introduction

Centimetric horizons of dark, organic rich, layers interbedded in marine pelagic sediments, are commonly reported in the Mediterranean area and referred to as "sapropels" (e.g. Rohling and Hilgen 1991; Cramp and O'Sullivan 1999; Nijenhuis and de Lange 2000; Passier et al. 2001; Larrasoana et al. 2003). It is admitted that sapropels occurrence is related to changes in the Earth's orbit and occurs preferably at interval of insolation maxima (Lourens et al., 1996). The combination of two factors : increase in primary productivity in the surface waters and limited ventilation in the bottom waters during these intervals favours the production and preservation of organic matter in deep basins and is regarded as the main cause of sapropels formation. However, the relative importance and balance between these two factors is a matter of debates (Cramp and O'Sullivan, 1999; De Rijk et al., 1999). Moreover the relation between successive episodes in the different seas (Aegean, Tyrrhenian, Marmara and Black Seas) is not clear and

5.1 Magnetic properties of recent sapropels in the Marmara sea

the picture is complicated by the temporal and spatial variations in the occurrence and preservation of sapropel sequences even through the same basin (Higgs et al., 1994; Emeis et al., 1996).

Sapropels can sometimes be identified visually (Emeis et al., 2000) but multi proxy data analyses only allow their unambiguous identification. Organic carbon content is the most defining criteria as, historically, the nomenclature sapropel is given when the amount of organic carbon (C_{org}) by weight is greater than 2% while the term sapropelic is used for similar deposit containing between 0.5 and 2% C_{org} by weight (Kidd et al., 1978). It has been observed that ratios as Ba/Al, Br/Ca or Ti/Al reflecting surface water productivity or terrigenous input can be used to detect sapropels (Larrasoña et al., 2006; Wehausen and Brumsack, 2000; Thomson et al., 1995). Br has also been used to detect them in the Black Sea (Ziegler et al., 2008). However post depositional oxidation of organic matter can result in relocation of elements and, in severe cases, removal of almost all geochemical indicators characterizing sapropels (Higgs et al., 1994; Thomson et al., 1995; Van Santvoort et al., 1997).

Another mean to detect sapropels is by the analysis of their magnetic signal. The intense diagenesis occurring in these organic rich layers strongly affects the magnetic properties (Langereis and Dekkers, 1999). Several studies aiming at characterizing the magnetism of sapropels describe a rich and complicated signal (Passier et al., 1999; Larrasoña et al., 2003). Decrease in magnetization due to the reductive dissolution of (titano)-magnetite in anoxic sediments is a well-known phenomena (e.g. Canfield and Berner 1987) and is reported in some studies on sapropels (e.g. Van Santvoort et al. 1997). In other studies (Roberts et al., 1999; Stoner et al., 1998) the remanence intensities of sapropels is found to being up to three orders of magnitude higher than those of underlying sediments. These authors attribute this property to the creation an “unknown” ferrimagnetic iron sulphide phase during diagenesis (Roberts et al., 1999). Larrasoña et al. (2003) and Larrasoña et al. (2006) observed a characteristic inverse S shape signal in magnetic remanence at sapropels intervals with high values above the sapropels and low values inside the sapropels. They interpret the high values as reflecting magnetite formation at a paleo-oxidation front above the sapropels due to the re-oxygenation of bottom water after sapropels episodes and the low values to dissolution front that occurred under sulfate reducing environment at the time of sapropels formation. The magnetic properties of sapropels hence show contrasted magnetic features and is still an open question.

Major environmental changes took place in the Marmara Sea during the last glacial to interglacial transition. The Marmara Sea was an unconnected inland water pool until the post-glacial rise of sea level allows a reconnection with the Aegean Sea and the Black Sea. The reconnection occurred when sea level rose to the sill depths of the Dardanelles Strait and the Bosphorus Strait. The timing and possible catastrophic nature of the reconnection has been a subject of debates (e.g. Ryan et al. 1997; Çağatay et al. 2000; Vidal et al. 2010). Recent analyses based on radiocarbon age dating from gravity cores and $\delta^{18}O$ isotopic analyses led Vidal et al. (2010) to propose a detailed chronology of the reconnections between the Aegean, Marmara and Black Seas for the last 23 ka BP. The last reconnection of the Mediterranean Sea through the Dardanelles Strait occurred 12.8 ka BP ago and from the Black Sea through the Bosphorus Strait at 9.5 ka BP. After the Younger Dryas, Çağatay et al. (2003) and Vidal et al. (2010) reported sapropels in the Marmara Sea. These studies have evidence a “lower” sapropel level between

5.1 Magnetic properties of recent sapropels in the Marmara sea

11.5 ka and 7 ka, just after the reconnection with the Mediterranean. This sapropel corresponds to the S1 level, the most recent sapropel reported in the central and eastern Mediterranean dated between 9 ka to 6.5 ka (e.g. McCoy 1974; Cramp and O'Sullivan 1999). The synchronicity of the S1 level with the end of the marine incursion in the Marmara Sea has led some authors to suggest that sapropel S1 in the Mediterranean could be due to the influx of fresh water from Marmara at the time of reconnection. In addition an "upper" sapropel is identified between 4.7 ka and 3.2 ka in Çağatay et al. (2000), this layer be very regional as not reported elsewhere.

In this paper we report magnetic measurements made on four marine sediment cores collected in the Marmara Sea. Our objectives are to provide a better chronology for these cores and to better constrain the magnetic variations due to diagenesis during the last sapropelic episodes and at the onset of the reconnection. Paleomagnetic measurements were undertaken in order to provide 1/ a record of the dominant magnetic phases in the different layers 2/ a record of paleodirection to be compared to secular variation models. We present the results showing an early intense diagenesis episode likely associated with the most recent "upper" sapropel layers and synchronous in all cores. No significant magnetic changes are associated with the lower sapropelic layer. In one of the core covering the Holocene the oldest part shows distinct magnetic properties characterized by high NRM and susceptibility associated with the reconnection. We discuss the regional or local character of our findings.

5.1.1 Setting

Tectonic and sedimentological background

The Marmara Sea is a pull-apart Basin 170 km long and 55 km wide located south of Istanbul in NW Turkey. The Sea is crossed by the northern branch of the North Anatolian Fault (Barka and Kadinsky-Cade, 1988; Armijo et al., 1999), an active strike slip fault, which ruptures in $M > 7$ earthquakes every 300 years (Stein et al., 1997; Rockwell et al., 2001) and slip with an average rate of 20 mm/yr (McClusky et al., 2003). The northern part of the Marmara Sea is composed of three aligned fault-bounded extensive sub-basins called from the West to the East : Tekirdağ, Central and Çınracık (Fig. 5.1, Armijo et al. 1999, 2002). The basins, with a maximum water depth of 1250 m, are separated by two topographic ridges : the Western High and the Central High with 900 m and 600 m depth respectively. They are filling up by Pliocene lacustrine and terrigenous sediments (Okay et al., 1999; Çağatay et al., 2003) deposited mainly by seismoturbidites (McHugh et al., 2006; Sarı and Çağatay, 2006; Beck et al., 2007; Drab et al., 2012). The sedimentary discharge in the Marmara Sea comes from the south (Smith et al., 1995) and the one from the north is negligible. Recent studies have documented cold seep along the NAF (Zitter et al., 2008) and have been dedicated to define the spatial relationship between active faults and pore fluid (Tryon et al., 2010).

During the last glacial period the Marmara Sea was isolated from the Aegean Sea but might have been connected at times with the Black sea forming two join fresh water inner lakes (Çağatay et al., 2000). Westward directed cross-stratification supports the hypothesis of a general overflow from the Black Sea (Aksu et al., 1999, 2002b). Following the rose of sea level the three seas reconnected and today a two-layers flow is established in the Marmara Sea composed of a superficial low-salinity current from the Black Sea and a deeper counter current from

5.1 Magnetic properties of recent sapropels in the Marmara sea

the Aegean Sea (Beşiktepe et al., 1994). The stratification of the waters in the Marmara Sea is associated with a deficit in dissolved oxygen in the bottom waters (Beşiktepe et al., 1994). This favours the preservation of a significant proportion of organic matter in the bottom sediments.

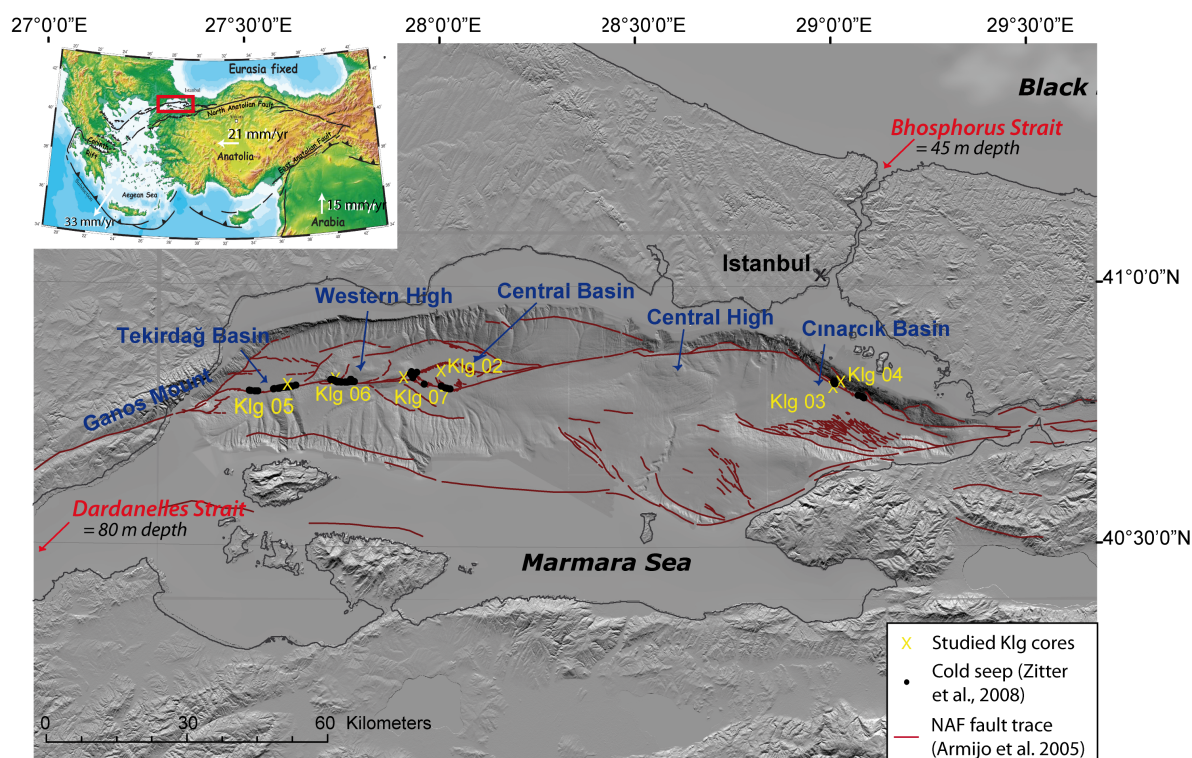


FIG. 5.1 – Core location in the Marmara Sea.

5.1.2 Material and Methods

The four Kullenberg piston cores Klg03, Klg04, Klg06 and Klg07 were recovered in the Marmara Sea during the Marmarascarps mission in 2002 (Fig. 5.1, Armijo et al. 2005). The cores are 3 to 4.5 m long and sample the upper marine part of the Marmara Sea relatively close to the active strands of the North Anatolian Fault. Klg03 and Klg04 are located in the Çınarcık Basin, and Klg06 and Klg07 in the Western High (Fig. 5.1). Klg06 and Klg07 have been previously described in Drab et al. (2012). In the Çınarcık Basin, the cores are composed of stacked seismoturbidites and hemipelagic sediments and in the Western High of fine silt turbidites and hemipelagic sediments. Despite the occurrence of seismoturbidites a previous study shows that a coherent geochemical signal is preserved in the cores (Drab et al., 2012). The cores from the Western high cover the longest time frame with 6880 yr BP at 3.8 m in Klg06. The Klg07 core has been correlated to a published core (Vidal et al., 2010) and records 11 ka BP in 4 m the Çınarcık Basin, Klg03 has record 4 ka BP in 4 m and in Klg04, 4.6 ka BP in 2.7 m.

The cores have been sampled continuously using 1.5 m long u-channels. High-resolution X-ray imagery of the core was collected using with a DGO scopix system in Bordeaux 1 University. The global mineralogical composition was first estimated by X-ray diffraction (XRD) on a Bruker D8 advance diffractometer. Scans were run between 2° and 60° opening angle 2θ . Scanning

5.1 Magnetic properties of recent sapropels in the Marmara sea

electronic microscopy (SEM) observations were made on selected prepared samples in which the argillous phases have been removed. Data were obtained with a field emission SEM ZEISS with the smartsem interface device at ENS-Paris. In addition, magnetic susceptibility measurements, χ , were acquired on the split cores using a bartington MS2E sensor with 5 mm interval at room temperature.

The Natural Remanent Magnetization (NRM) and Anhysteretic remanent magnetization (ARM) at the demagnetized step of 20 mT (ARM20) was measured on 1.5 m long U-Channel using a horizontal cryogenic magnetometer 2G-enterprise at the paleomagnetic laboratory of the Institut de Physique du globe de Paris (IPGP) and at the Gif-LSCE laboratory when the IPGP lab was unavailable. Measurements were performed every 2 cm. Due to bias due to unconsolidated sediments at the top of the cores, the first 20 cm of the top of the cores were excluded. In addition edge effects makes us excluded 5cm from the top and bottom of each segments (Weeks et al., 1993). Except for the core Klg03 for which only two steps were applied (0 mT and 20 mT), the NRM was progressively demagnetized by alternating field in 11 steps up to a maximum field peak of 90mT and allowed to isolate the characteristic remanent magnetization (ChRM). To identify the magnetic mineralogy of samples, the temperature dependence of the magnetic susceptibility was measured in argon and oxygen atmosphere for representative samples in Klg04 and Klg07 in a CS3-KLY3 Kappabridge at the ENS. Heating was performed from room temperature to 680°C. This measurement helps to discriminate the relative proportion between oxides and sulphurs by Curie point identification (De Boer and Dekkers, 1998).

To discriminate between low coercivity (e.g. magnetite) and high coercivity (e.g. hematite) minerals contributions we measured the saturation isothermal remanent magnetization (SIRM) and S-ratio by imparting a 1T isothermal remanent magnetization IRM (I1) followed by a 0.3 T backfield IRM (I0.3). The measurements were performed using a JR6 at the IPGP. The S-ratio was then calculated as $S = (I0.3/I1 + 1)/2$ (following Bloemendal et al. 1992). Sampling was made every 2 cm during the diagenesis, then every 5 cm and finally 10 cm.

The magnetic grainsize and relative weight of ferrimagnetic and paramagnetic minerals were obtained according to hysteresis loop measurements. Measurements were performed by using a micromag 3900 device at the IPGP on the same depths as S-ratio samples in Klg07 core.

Total Organic Carbon (TOC), Carbon over Nitrogen ratio (C/N) content of sediments were measured with a Vario Microcube CNS elemental analyser coupled with a mass spectrometer IRMS Isoprime 100 at the university of Liege to investigate organic matter changes and content in the sediment.

We finally semi-quantitatively collected Br, S, Ca, Ti and Fe elemental concentration by X-ray fluorescence on an Avaatech XRF core scanner every 5 mm on all of the split cores with energies of radiation of 10 keV and 30 keV. This non-destructive technique allows obtaining a continuous and high-resolution distribution of bulk elements intensities in counts per second. To better compare variations of elements we standardized for each measurement the data : the mean value was subtracted to the data. The result was then divided by the standard deviation in order to obtain a mean value of zero and a standard deviation of 1. In some cases ratios of elements were used as they provide the most easily interpretable signal of relative changes in chemical composition (Palike et al., 2001; Vlag et al., 2004; Bahr et al., 2005).

5.1.3 Results

Magnetic susceptibility, NRM and ARM20

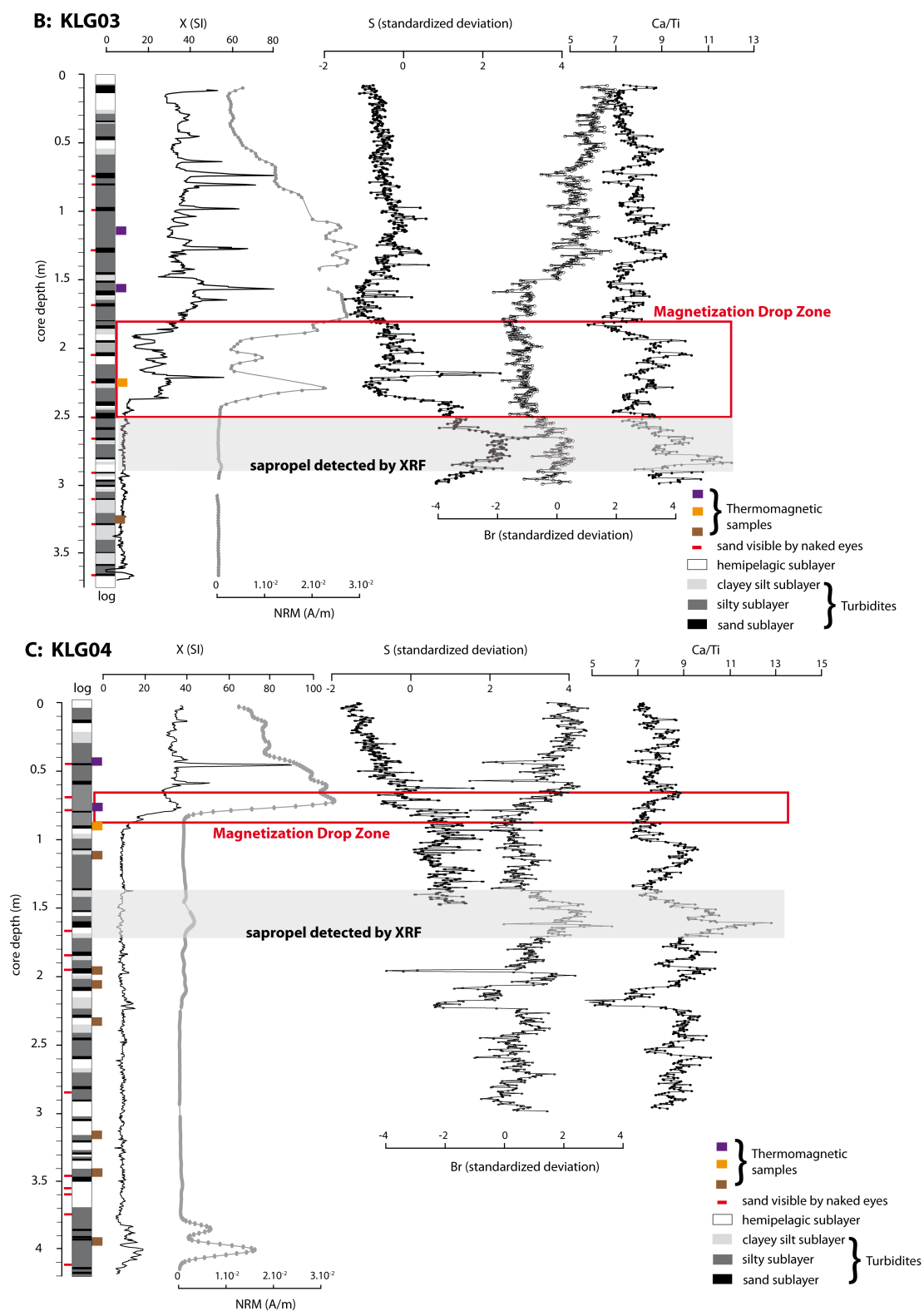
The magnetic susceptibility decreases from mean values of 25-30 SI to 10 SI at depths of, 2.5 m for Klg03 (Çınarcık Basin), 0.8 m for Klg04 (Çınarcık Basin) and 1.5 m Klg06 (Western High) (Fig. 5.2). For Klg07 core in the Western High, χ record decreases from 20 SI to 10 SI at 0.9 m. The NRM values in the Çınarcık Basin decrease from $1.5-2 \times 10^{-2}$ A/m to 10^{-4} A/m following the decrease in χ intensities. The same loss in NRM intensities happens in the Western High. Mean NRM values on the upper part of cores are slightly lower ranging from 1×10^{-2} A/m in Klg06 to 0.5×10^{-2} A/m in Klg07 and are decreasing to 10^{-4} A/m. The ARM20 values present the same decrease in the cores at the same depths as the magnetic susceptibility and NRM intensities (Fig. 5.3). In Klg06 values decrease from 0.12 A/m to noise level (10^{-4} A/m) whereas for cores Klg03, Klg04 and Klg07 values are lower from 0.1 A/m to noise level.

The decrease of two orders of magnitude in NRM is abrupt for the Klg04, Klg06 and Klg07 cores where the magnetization is lost in less than 10 cm. In Klg03 the loss in intensities is slightly more progressive and decreases in 60 cm (Fig. 5.2). The lower mean NRM values in the Western High are likely due to a greater distance from the terrigenous sources for these sites compared to the cores located in the Çınarcık basin. The NRM, χ and ARM20 magnetic signal indicate a stage of major loss of the magnetic carrier in the cores.

XRF

Throughout the cores, Fe content is nearly constant and thus is not correlate with the observed variations in magnetization. We observe a slight increase in S, Br and Ca/Ti at the magnetization drop zone (MDZ) in cores Klg03, Klg06 and Klg07 (Fig. 5.2). Core Klg04 is slightly different and presents the same increase in S content at the MDZ but the increase in Br and Ca/Ti is located 0.6 m deeper than the MDZ (Fig. 5.2). The Ca/Ti is a proxy of allochthonous production (Ca) in the Sea in comparison with the autochthonous one (Ti) (Bahr et al., 2005) and is used to correlate cores like in Drab et al. (2012). Solid phase Br is associated with marine organic matter (OM) and is thus used as a proxy for OM deposition (Ziegler et al., 2008). The jointly increase of Ca/Ti and Br intensities is located between 2.5 and 2.9 m in Klg03, 1.4 and 1.7 m in Klg04, 1.3 and 1.5 m in Klg06 and 1.1 and 1.3 m in Klg07.

5.1 Magnetic properties of recent sapropels in the Marmara sea



5.1 Magnetic properties of recent sapropels in the Marmara sea

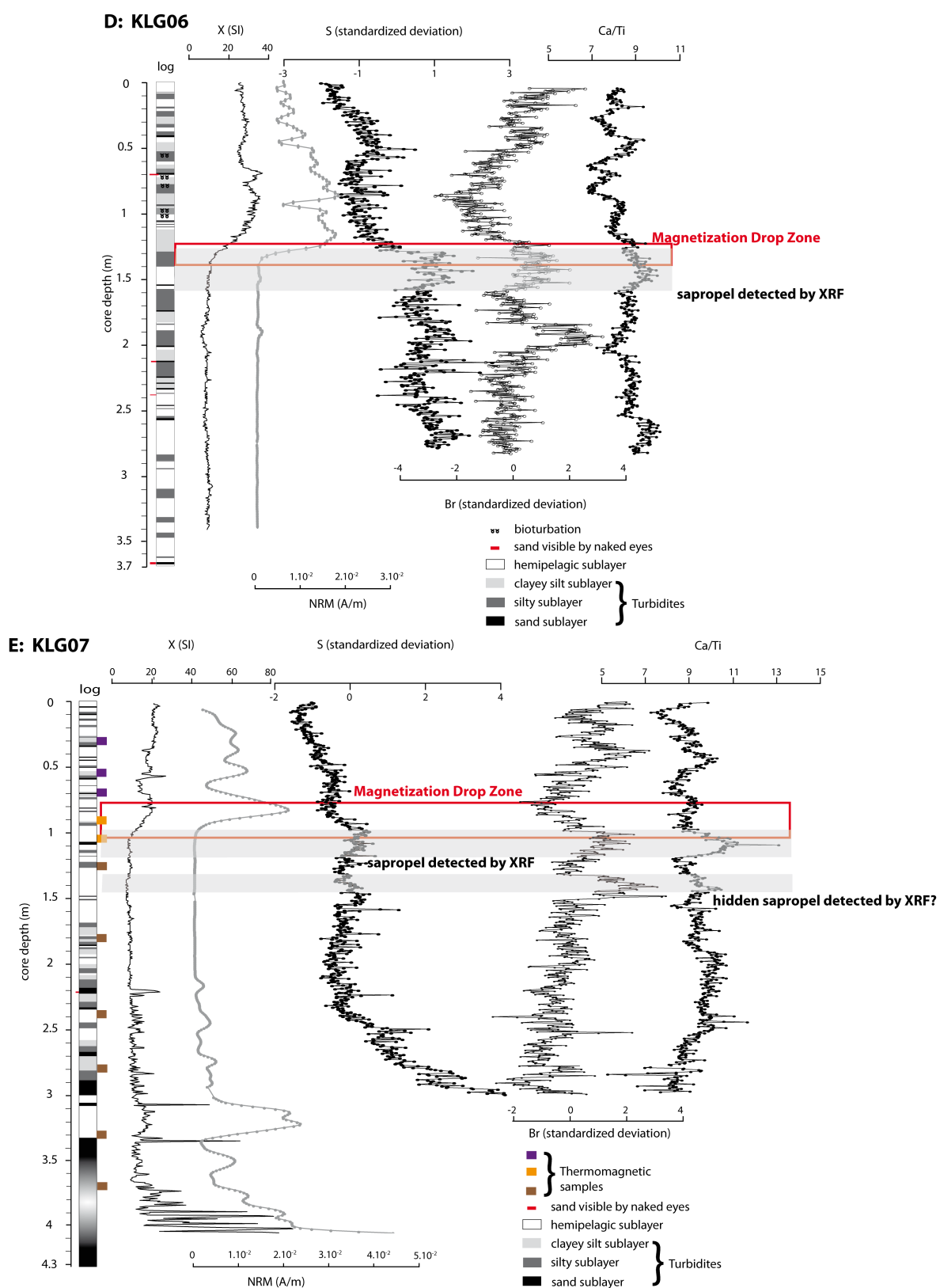
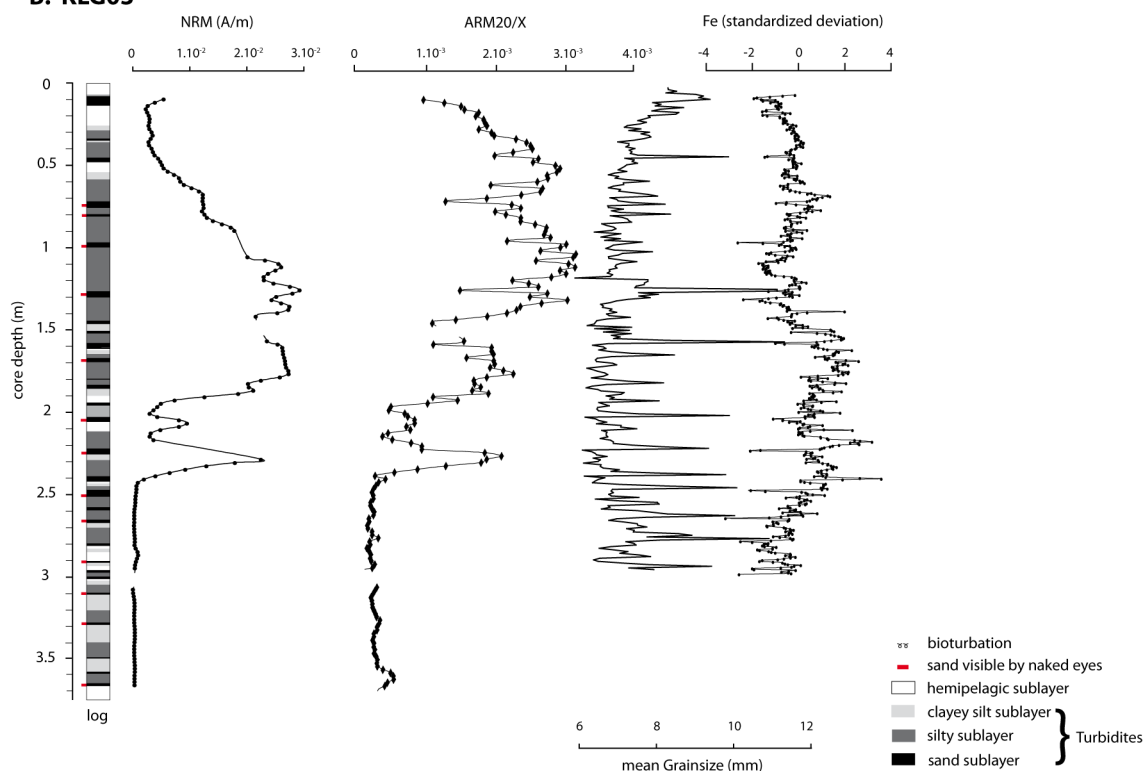


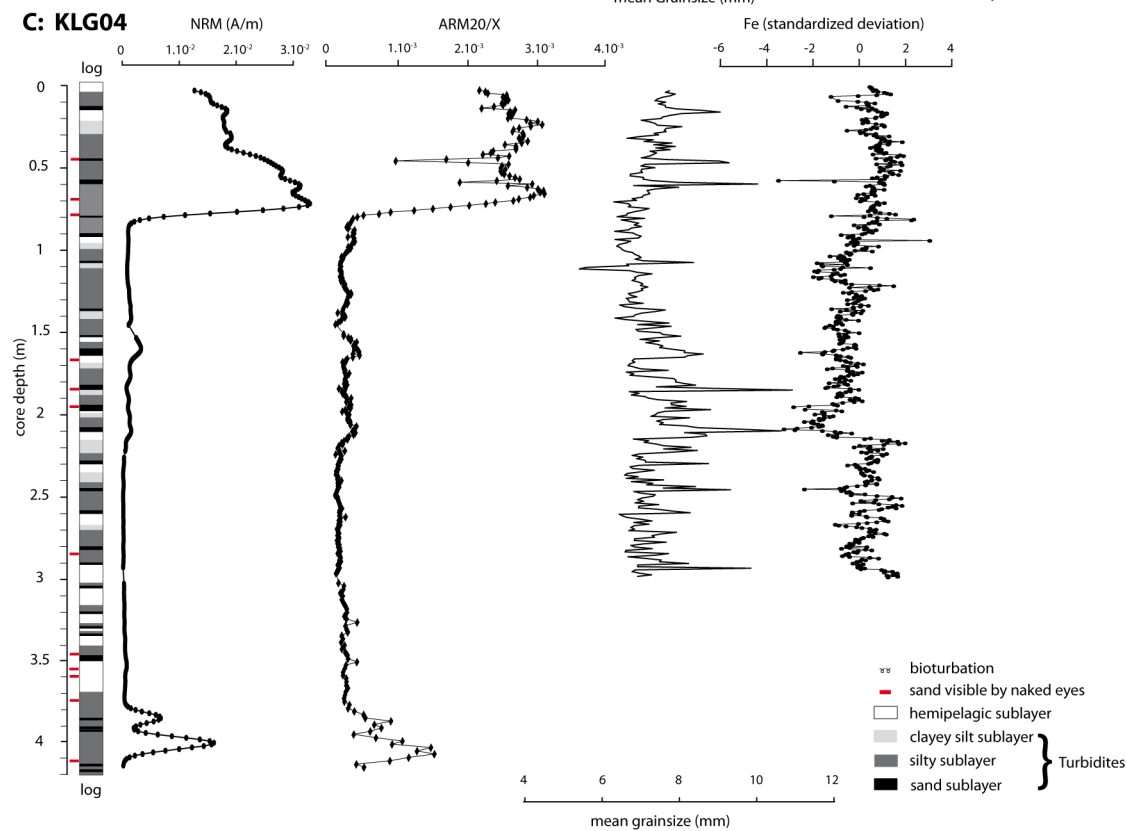
FIG. 5.2 – Stratigraphic log, χ , NRM, S, Br and Ca/Ti profiles for the cores Klg03, Klg04, Klg06 and Klg07.

5.1 Magnetic properties of recent sapropels in the Marmara sea

B: KLG03



C: KLG04



5.1 Magnetic properties of recent sapropels in the Marmara sea

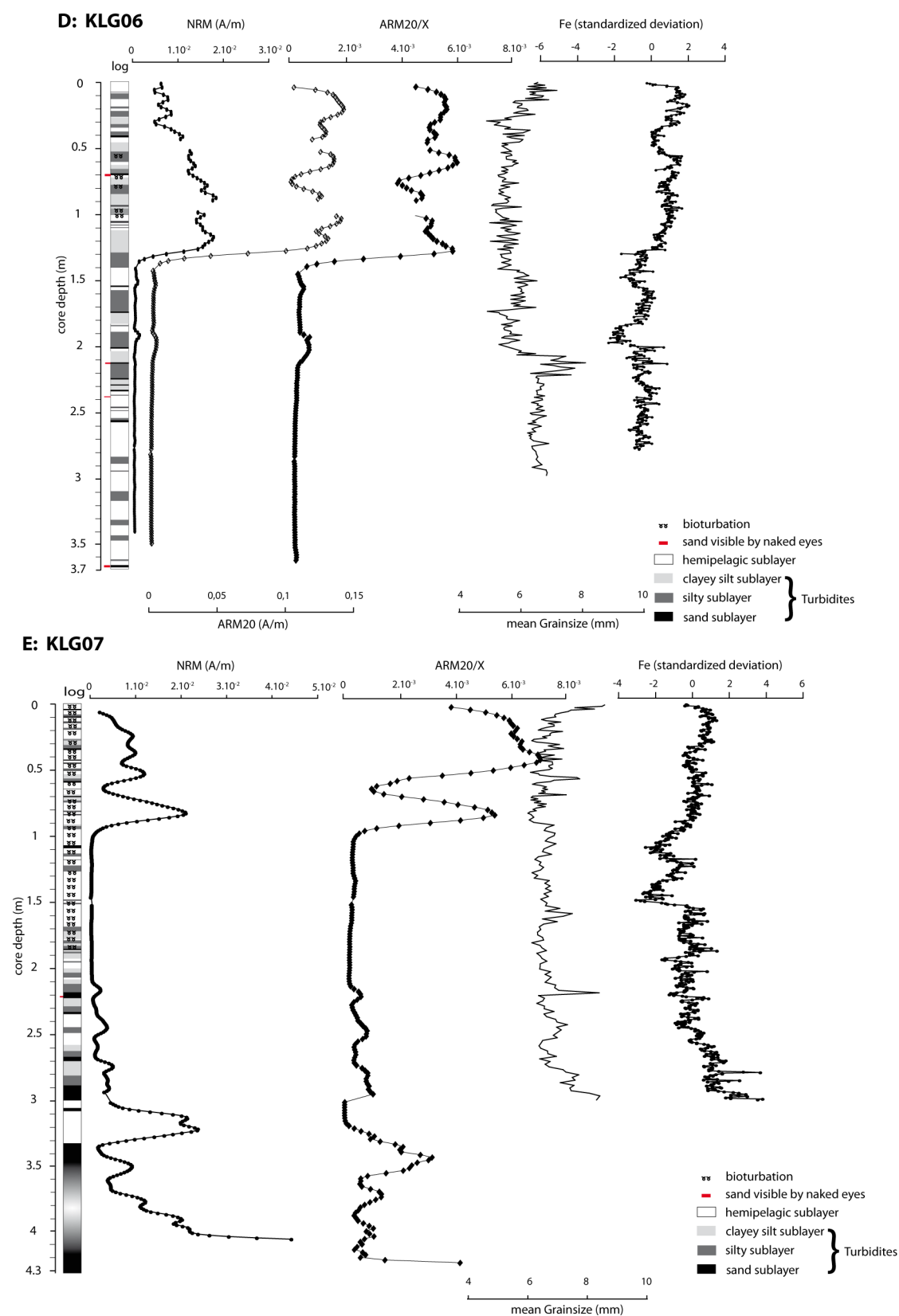


FIG. 5.3 – Stratigraphic log, NRM, ARM20, ARM20/ χ , mean granulometry and Fe profiles for the cores Klg03, Klg04, Klg06 and Klg07.

Mineralogy

Bulk mineralogy The bulk mineralogy throughout the cores obtained by XRD mineralogy show that cores are composed on average of 14% of muscovite, 13% of Quartz, 45% of clay, 7% of K-Feldspar, 4% of Plagioclase, 9% of Calcite and of a few percent of Hematite, Pyrite and Dolomite. The major elements composition is unvarying throughout the cores. Pyrite is mostly absent at the core top and increases with depth. The primary peak of pyrite is well constrained only below the magnetization drop (Fig. 5.4). Hematite is difficult to constrain as it hardly stand from the background noise.

Xray The pyrite detected in XRD mineralogy is also observed in the X-ray images of cores and are reported in black on the simplified log in Fig. 5.5. The presence of iron sulphides reflects a sulphate-reducing environment. They seem to appear shortly before the MDZ in basins and in the high. In the basins, iron sulphides are small, scattered and in low amount. They mainly express as points and sometimes as lines and are not visible continuously. On the opposite, in the Western High iron sulphides are developing only as elongated veins and are present in large amount, dense and continuous. Formation of pyrite can mark the MDZ (green layer in Fig. 5.8) and is related to an increase in S. This increase confirms the formation of sulphurs.

SEM observations SEM observations allow a better view of magnetic mineralogy. The SEM analyses show progressive pyrite enrichment with depth, and coexistence of pyrite and iron oxides (Fig. 5.4). Throughout the sediment iron sulfur is recognizable as finely crystallized framboidal pyrite found often in close association with pyrite cement forming a sphere (Figs. 5.4-2 and 5.5). Above the MDZ pyrite mostly precipitates in shells and foraminifers (Fig. 5.4, 5.5, Klg04-47cm), around detrital iron oxides that become dissolved (Fig. 5.5, Klg05 113cm) or into flake of minerals (Fig. 5.5, Klg05-113cm), pyrite have different shapes but is mainly observed as small spheres. Iron oxides are large (several μm) and do not depict a specific shape. Below, at the loss of magnetization and deeper pyrite is getting more and more framboidal and larger. Iron oxides coexist with iron sulphides some of them likely pyrrhotite and greigite as hinted by the X-ED analyses and as they appear more greyer (Rowan et al., 2009) (Fig. 5.6 and Fig 5.7).

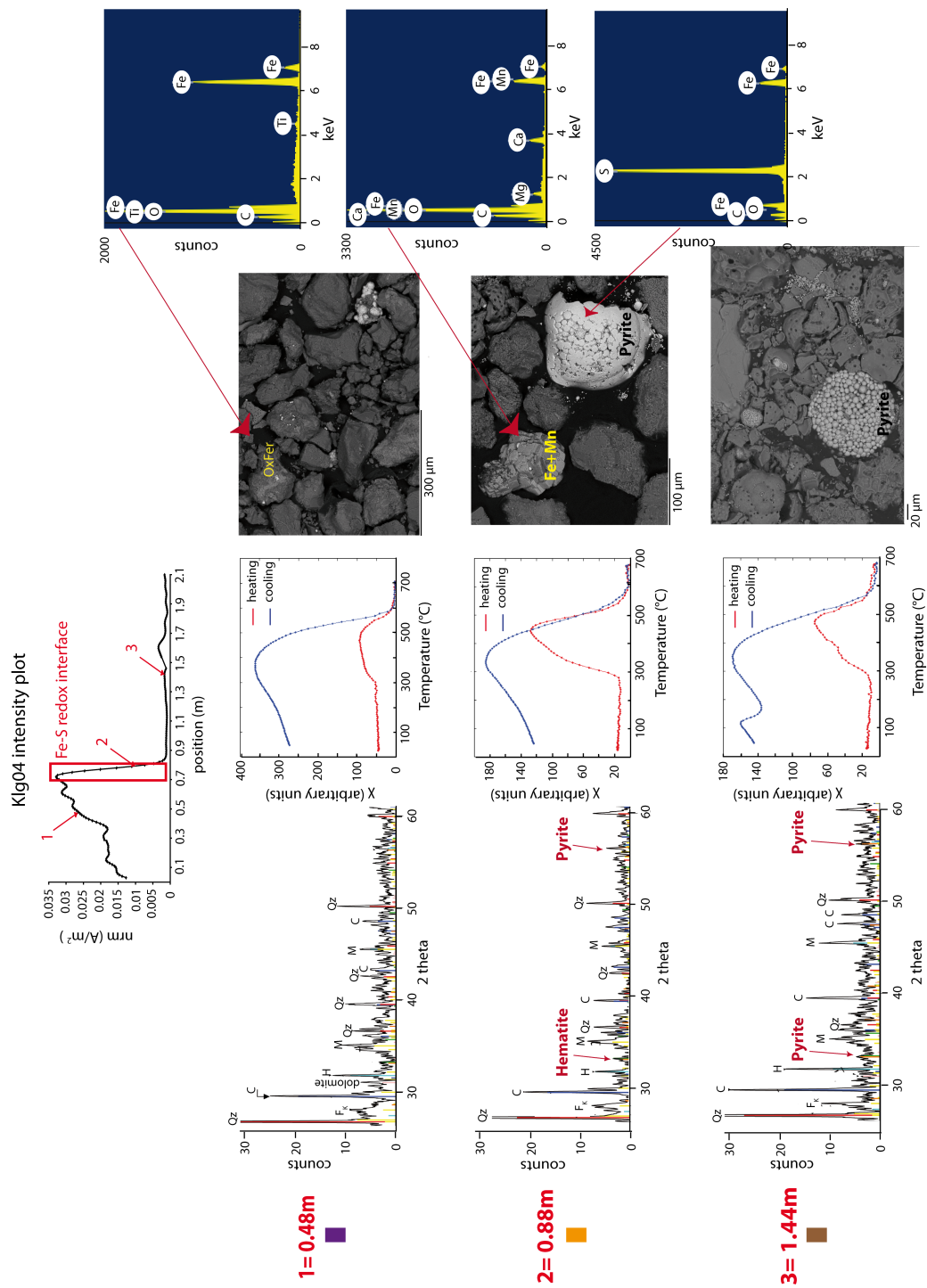


FIG. 5.4 – Bulk mineralogy, thermomagnetic and SEM measurements in Kl04 before, during and after the loss of magnetization.

5.1 Magnetic properties of recent sapropels in the Marmara sea

A: First step of diagenetic process.
Pyrite and iron oxides are present.

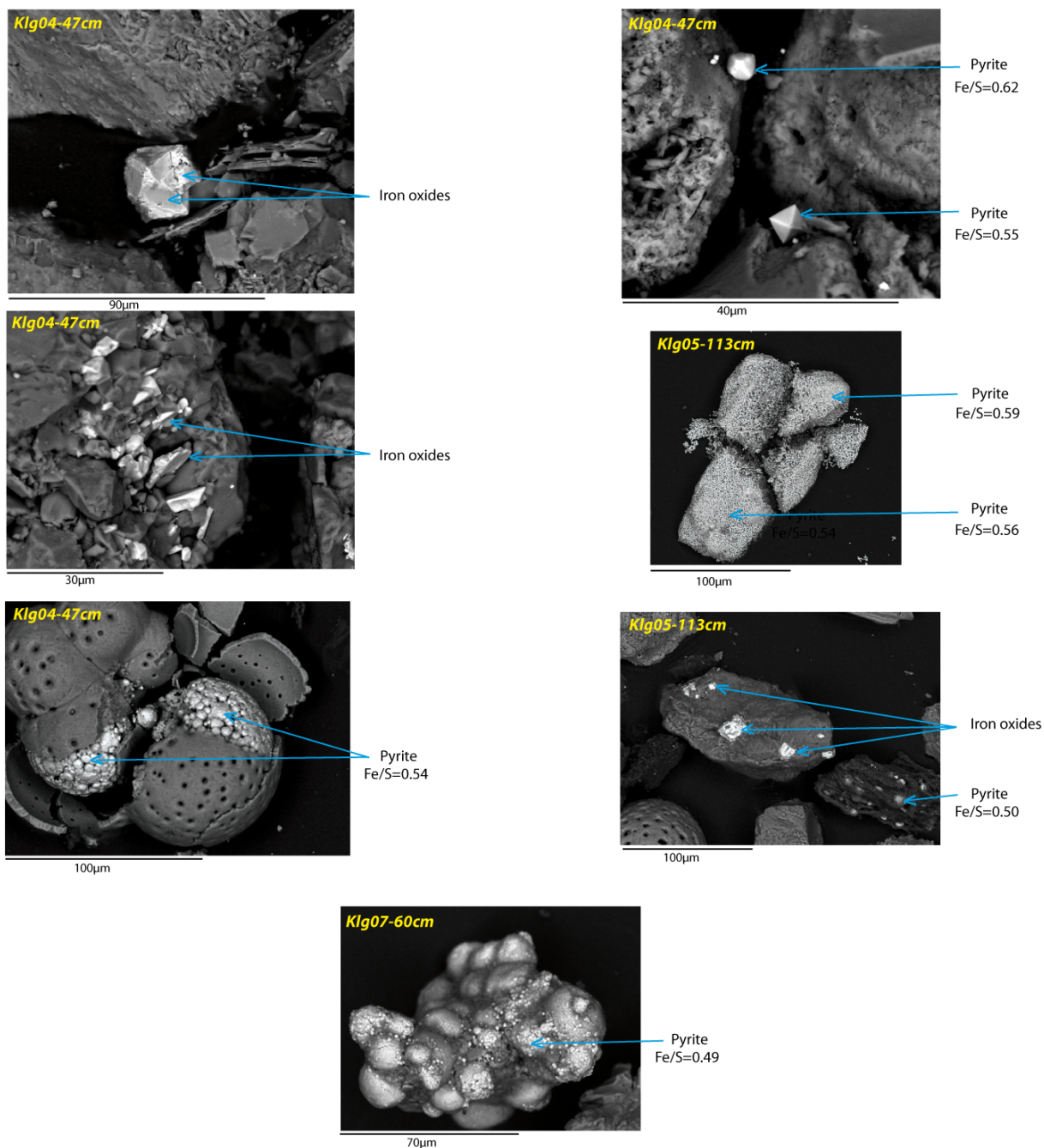


FIG. 5.5 – SEM pictures before the MDZ.

5.1 Magnetic properties of recent sapropels in the Marmara sea

B: At the collapse of magnetic signal.
(Pyrrhotite-Greigite) and Pyrite are present;

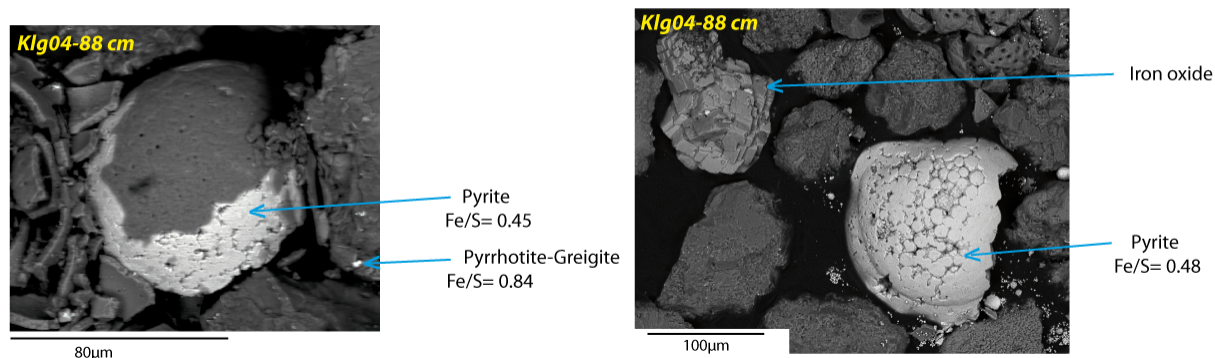


FIG. 5.6 – SEM pictures during the MDZ.

C: Third step, after the drop of magnetization.
Pyrite, new iron oxides and (pyrrhotite-greigite) are present.

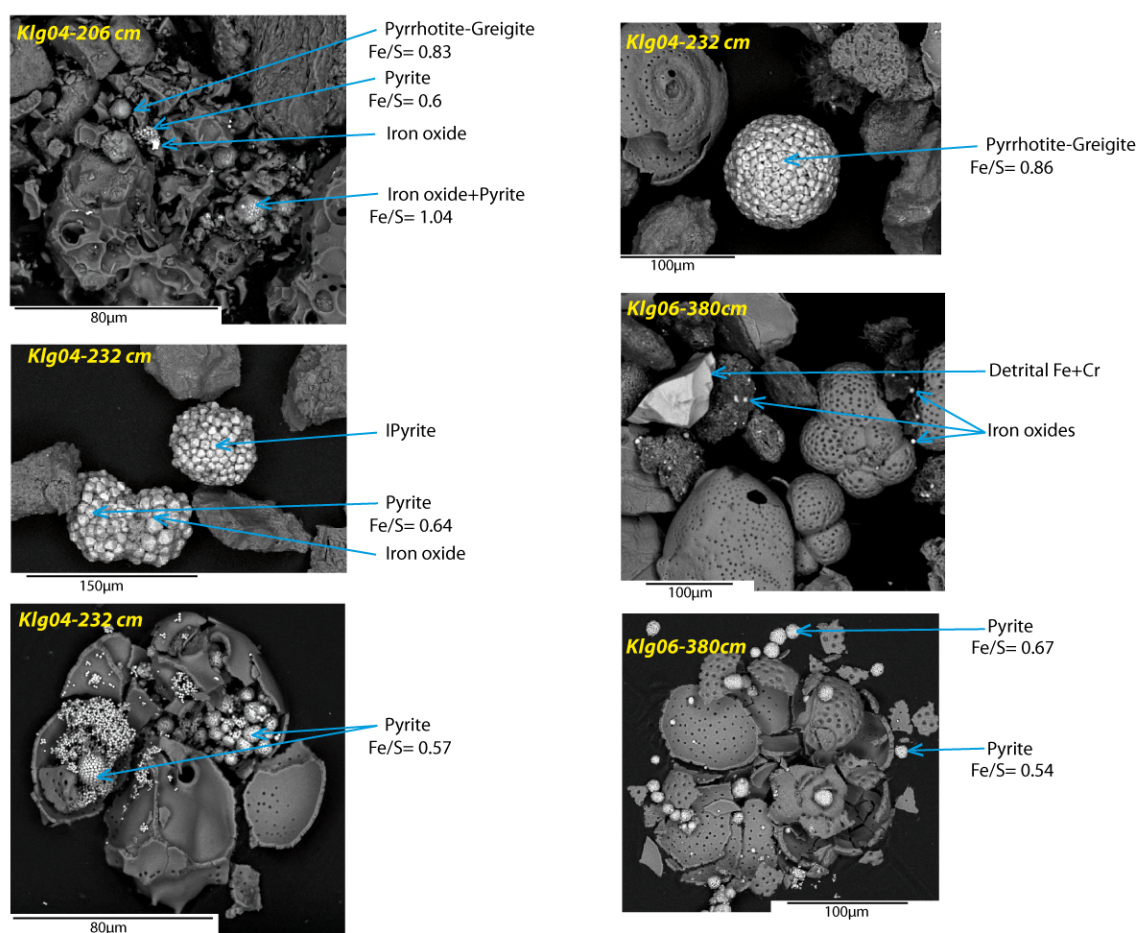


FIG. 5.7 – SEM pictures from the cores after the MDZ.

5.1 Magnetic properties of recent sapropels in the Marmara sea

S-ratio The magnetic mineralogy was further constrained by using S-ratio measurements (Fig. 5.8) characterizing the relative contribution of low and high coercivity minerals. Results can be separated in three successive stage. A first (1) is characterized by relatively high S-ratio (0.96-0.98), a second (2) by lower values (0.80-0.88) and a third is characterized by a rises back to the high values 0.96-0.98 (Fig 5). The high values of S-ratio suggest a more important contribution of low coercivity minerals like (Ti-)magnetite while lower values indicate that the relative content of high coercivity minerals increases. These high coercivity minerals would be hematite and/or component of greigite.

The low values of S-ratio are related to the MDZ (green line on simplified log in Fig. 5.8). The width of lower values of the S-ratio varies from basins to highs. The width is 0.4 m for Klg04 and 0.3 m for Klg03 whereas it is wider in the Western High : 0.9 m for Klg06 and 0.7 m for Klg07 (Fig. 5.8).

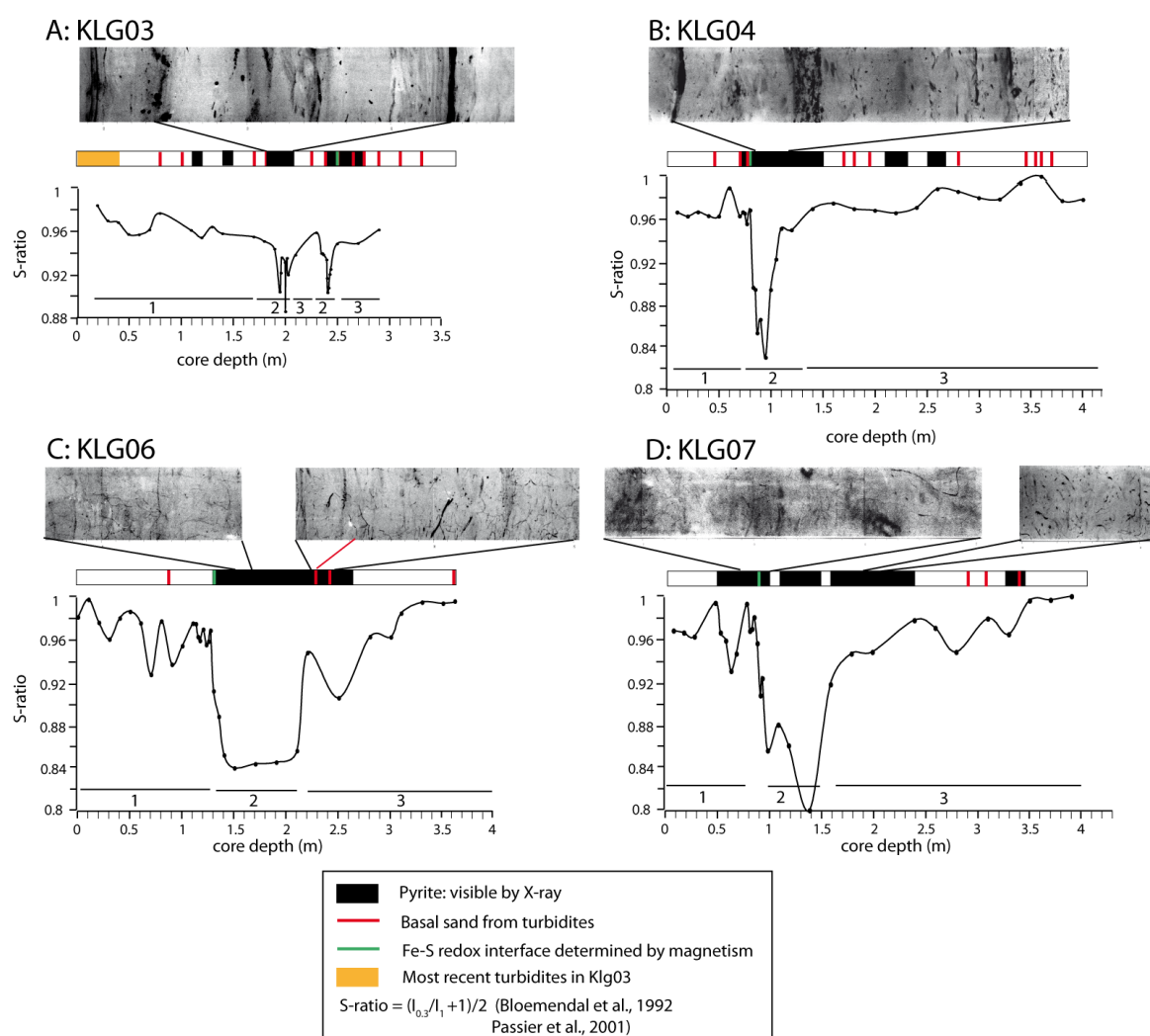


FIG. 5.8 – S-ratio profiles for the cores Klg03, Klg04, Klg06 and Klg07. The MDZ is indicated in green in the simplified log. Erosive sandy basal layers are indicated in red. Pyrite visible in the X-ray are indicated in black with associated zoom pictures.

5.1 Magnetic properties of recent sapropels in the Marmara sea

Thermomagnetic curves The low-field thermomagnetic curves presented in Figure 5.4 present a general behaviour dominated by (1) a weak and constant signal until 300°C suggesting that no minerals transformations occurred during this first phase of heating, (2) an increase of the magnetic susceptibility between 300°C and 580°C (3) an irreversible cooling curve with a Curie point around 580°C corresponding to the Curie point of magnetite. This indicates newly formed magnetite (Fig. 5.4). The irreversibility of the curves evidences mineralogical changes and alteration of the magnetic signal during heating. We note in a few samples, an increase in susceptibility at 150-140°C upon cooling (Fig. 5.4, part 3), this probably reflects reduction under low partial pressure of oxygen during the course of the experiment (see example in Marshall 1972). The amplitude of the peak between 300 and 580°C is growing with depth until the upper boundary of the MDZ. Within the MDZ the remaining of a very weak signal is enough to observe the same peak albeit noisy and possibly being initiated at slightly lower temperature (fig). Below the MDZ, the peak is gaining amplitude. An inflection is also present at 400°C indicating another phase transformation.

We interpret the weak phase as being (titano)-magnetite, in accordance with results from the SIRM acquisition. The transformation at 400°C is typical of the destabilization pyrite that alter towards magnetite as reported in other studies (e.g. Strechie et al. 2002; Tudryn et al. 2010). The transformation at 300°C is more puzzling. XRD analyses and SEM observations indicate the presence of numerous iron sulfides and it is likely that the increase in susceptibility found after 300°C in the samples reflects conversion of an iron sulfide phases into a more ferromagnetic phases. A candidate is greigite, becoming unstable around 250-300°C (Roberts et al., 2011). The destabilization of greigite during thermomagnetic experiments is characterized by a decrease of the magnetic signal, due to its ferromagnetic nature, as observed in several studies (e.g. Tudryn and Tucholka 2004). However, when the thermomagnetic experiments are made in a low field and under neutral atmosphere as in our study, the behaviour of greigite can show a hump around 300°C as observed by Dekkers et al. (2000). This suggests that greigite might be one of the magnetic phases present in our samples. Alternatively, interaction with organic matter during heating could give rise to thermal destabilization at a lower temperature than usually found for iron sulphur phases as pyrite.

Hysteresis Hysteresis loops were also measured in order to constrain the magnetic granulometry as well as relative magnetic mineral content (Fig. 5.10). We plot the natural remanent magnetisation over saturation magnetization, M_r/M_s , and bulk coercive force, H_c , that help determining the relative grainsize of the sample. M_s and slope correction were also plot to image the relative proportion of ferrimagnetic minerals (through M_s) and paramagnetic ones (through the slope correction). Three areas can be highlighted from these representations indicated as 1, 2 and 3 in Figure 5.10 and correspond to the different transitions observed in the NRM measurements.

In the area 1, M_r/M_s ratio and H_c indicate that grainsize is relatively homogeneous and in SD and PSD domains that corresponds to magnetic grainsize greater than $1\mu\text{m}$ (Dunlop, 2002). It corresponds to a content dominated by ferrimagnetic minerals (e.g. magnetite and greigite). At this stage, the content of paramagnetic minerals (e.g. pyrite) is relatively constant (Fig. 5.10). At the MDZ we observe an apparent grainsize increase characterized by decrease in M_r/M_s ,

5.1 Magnetic properties of recent sapropels in the Marmara sea

this likely indicates dissolution of finer grains relatively to larger ones or, alternatively, could be due to the presence of another phase as greigite. This correlates with a strong increase in paramagnetic minerals. In the area 3, M_s shows that there are little ferromagnetic minerals in the sample and a more or less constant but higher content in paramagnetic minerals. Moreover, the M_r/M_s ratio is increasing indicating a decrease in grainsize.

Finally, we plot the Day diagram (Day et al., 1977; Dunlop, 2002) that indicates magnetic grain-size (Fig. 5.9). Data show dispersion between MD and SD domains. A cluster of grainsize is observed around $0.19 \mu\text{m}$ (H_{cr}/H_c around 3 and M_r/M_s between 0.15 and 0.3). Hysteresis measurements suggest that the diagenesis in the Marmara Sea first dissolved the finer grains. This has already been observed as for example by Channell and Hawthorne (1990) in the Tyrrhenian Sea.

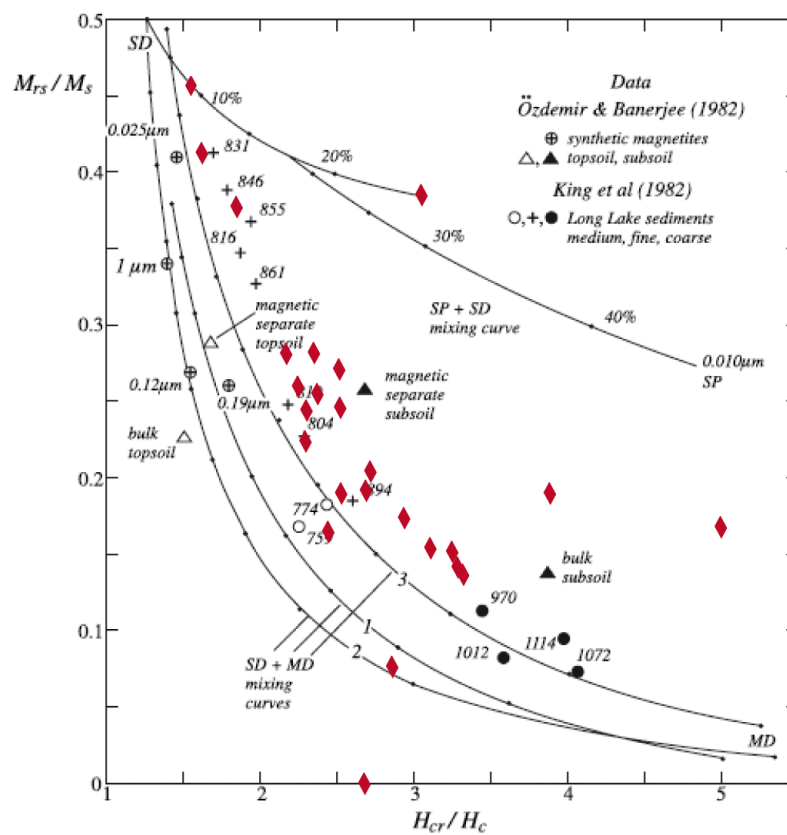


FIG. 5.9 – Day Diagram for the core Klg07.

5.1 Magnetic properties of recent sapropels in the Marmara sea

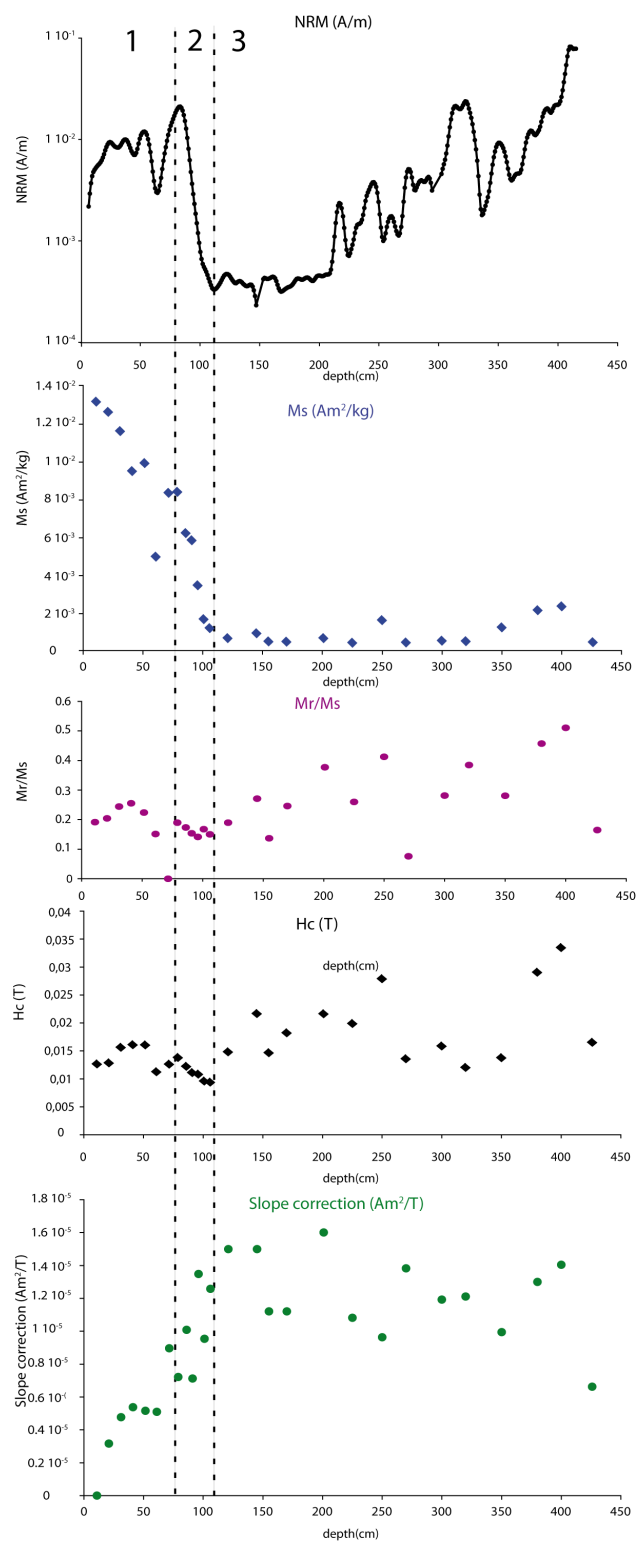


FIG. 5.10 – Results of hysteresis measurements and NRM measurement.

Total Organic Carbon

TOC is a fundamental parameter to describe the organic matter content of the sediment and was obtained for cores Klg03, Klg04 and Klg06. Values range from 0.4% to 2% and show two increases for the cores Klg04 and Klg06 and only one for Klg03 (Fig. 5.11). The first increase from 0.8% to 1.5% occurs at 150 cm depth for Klg04, 250 cm for Klg03 and 150 cm for Klg06 and corresponds to a sapropelic layer. It also corresponds to the MDZ for Klg03 and Klg06 and to a very low NRM area for Klg04. This layer could correspond to the upper sapropelic layer referenced by Çağatay et al. (2000). This TOC increase also corresponds to the area of jointly increase of Ca/Ti and Br XRF measurements and are represented for Klg07 (Fig. 5.11). A second major increase is measured 375 cm depth for Klg04 and Klg06 and is related to higher values of NRM. This should correspond to the lower sapropelic layer (M1) observed in the Marmara Sea (Çağatay et al., 2000; Aksu et al., 2002b; Kirci-Elmas et al., 2008; Vidal et al., 2010).

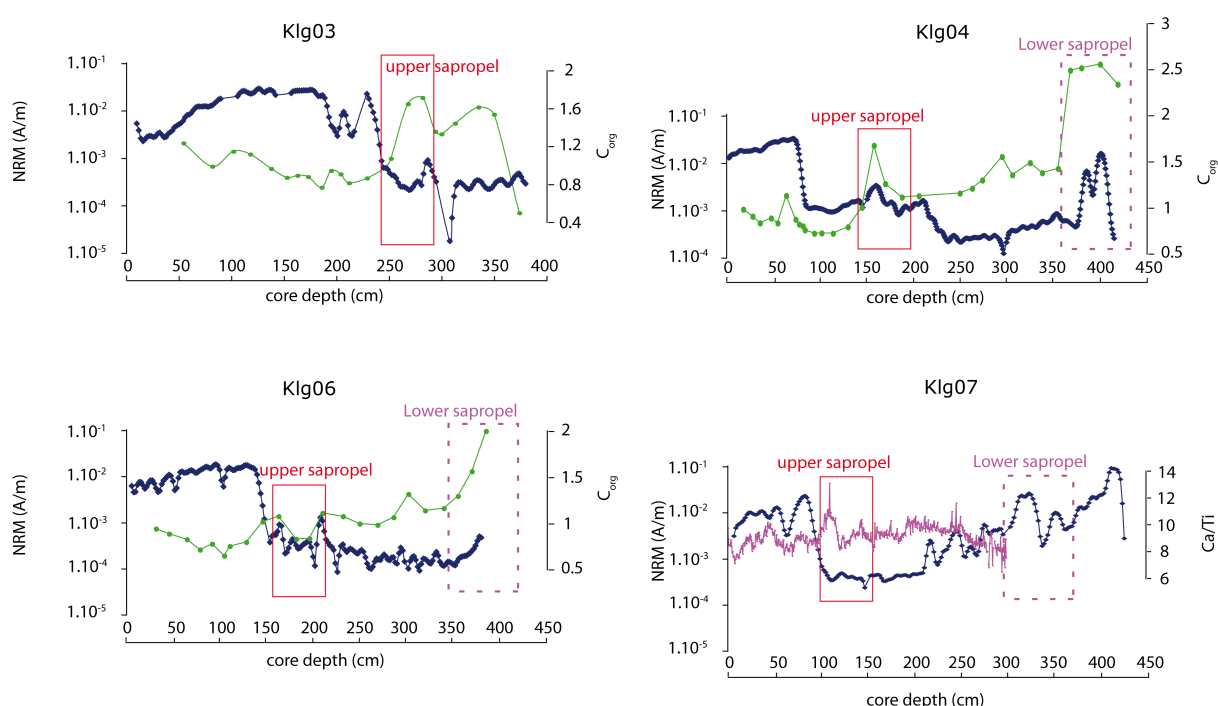


FIG. 5.11 – Comparison between the drop of magnetization and the TOC.

Zijderveld and inclination results

In most samples the AF demagnetization diagrams show a soft viscous component removed by 10 mT then a straight line towards the origin until the last demagnetization step at 70 to 90 mT. The last demagnetization step corresponds to a decrease of 90 to 95% of the initial NRM. The demagnetization diagrams yield to straightforward identification of a characteristic component of magnetization (chRM). The MAD on the direction is usually on the order of 25° (Klg04). Only results from the top of the cores Klg04, Klg06 and Klg07, where diagenetic effects have not yet obliterate the NRM are discussed in details. This corresponds to interval above 80 cm for Klg-04, 100 cm for Klg06 and 90 cm for Klg07. As cores are not azimuthed only inclination is reported in Figure 5.12. The mean value from Klg06 is significantly too low (mean=47°)

compared to the expected 60° for the given latitude sites (lat= 40.8°N) while it is close to the expected value for Klg04 (54°) and Klg07.

5.1.4 Discussion

Sediments of Marmara cores as recorders of paleosecular variation

Due to the nature of the cores, very recent sediments with layers of seismoturbidites the survival of a reliable paleomagnetic signal is far from being granted. When considering only the less degraded, upper part of the cores above the magnetization drop inclination results from core Klg06 are shallow by 20° compared to what would be expected by an axial geocentric dipole inclination at the latitude of the site. Inclination results from Klg04 and Klg07 are slightly shallow by c.a. 5° . The origin of such bias could be linked to the mechanism of remanence acquisition. Inclination lowering is caused in detrital remanent magnetization signal by constraints on the alignment of magnetic particles due to shape of the particles and gravity effects (Valet, 2003) especially when sediments are still saturated with water as is the case in our samples. This could explain the slight difference for Klg04 and Klg07, the difference observed for Klg06 could be linked to additional factors such as reworking of the sediment by local seismicity as described in Drab et al. (2012). In addition a delay between acquisition and lock-in is commonly observed for sediments and systematic lags make the magnetic record older than the sediment.

Each of our records is compared with the calculated inclination variations using the time varying spherical harmonic model CALS3K.3 of Korte and Constable (2005) for the last 3000 years at the sampling sites (Figure 5.12). Only Klg07 depicts variations comparable with expected (Figure 5.12). In addition to its low seismoturbidite content the lower sedimentation rate of Klg07 might be one of the factors allowing a preservation of the signal. A second factor could be the intense bioturbation observed and that could preserve the magnetic signal. Four points are tied to recognizable changes in the inclinations variations between Klg07 and the CALS3K.3 inclination model and are used to construct an age/depth relationship (Fig. 5.13). Uncertainties in this correlation likely occurs due to unknown in the locking delay of the magnetic signal (the magnetic record postdate the sediment hence shifting the age towards younger values) and lack of accuracy of the reference curves, this is difficult to evaluate and an uncertainty of 300 years toward older values and 100 years toward younger values is added to the results. The paleomagnetic ages are added to ages obtained on planktonic foraminifers and shells in order to establish a dense age model for Klg07. Using a linear correlation a mean sedimentation rate of 37cm/kyr is found using all available age data. If we restrain the data set to ages only determined by isotopic method we obtain a rate of 38cm/kyr showing that our paleomagnetic ages are compatible with isotopic ages. Allowing variations in the sedimentation rate bring a more complicated picture and will only be graphically considered for the evaluation of uncertainties in age determination. We propose that a period of 10-12ka is likely recorded in core Klg07. The onset of the interval of low magnetization (at $\sim 2.15\text{m}$) is established roughly between 5900 and 4800 years BP, the end (at $\sim 1\text{m}$) between 3200 and 2600 years BP.

5.1 Magnetic properties of recent sapropels in the Marmara sea

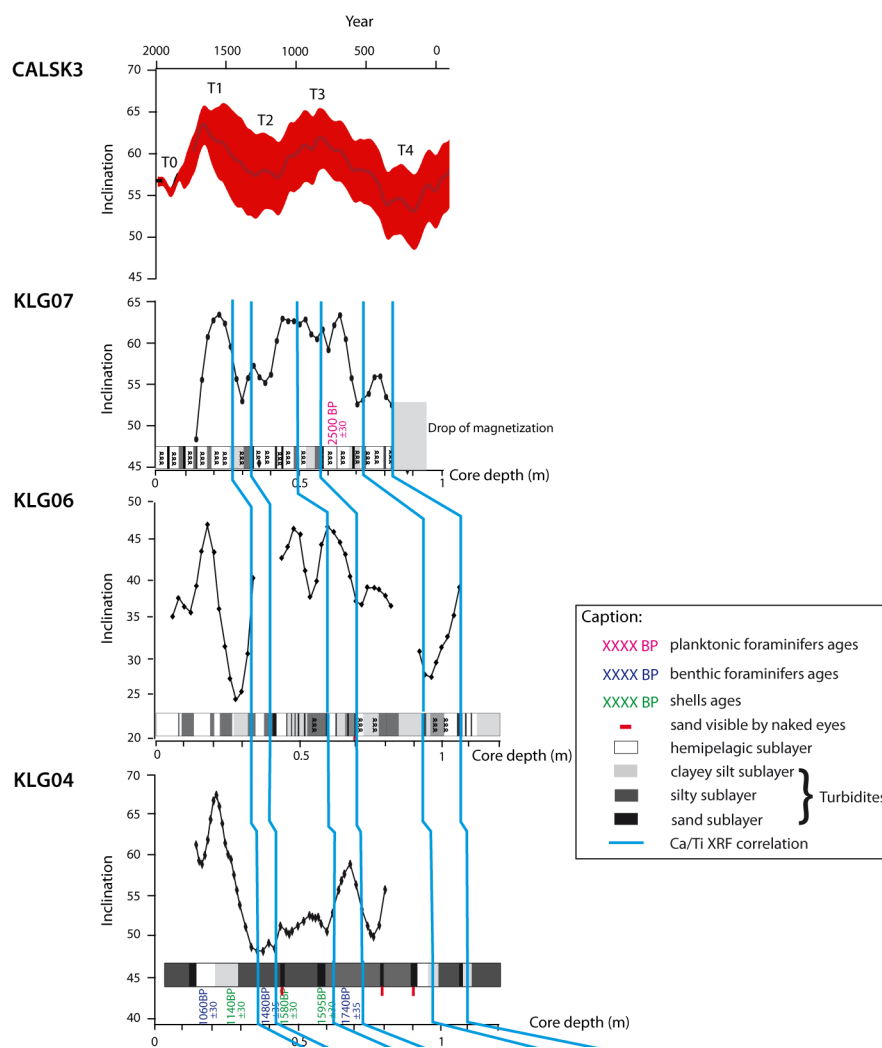


FIG. 5.12 – Clask3 model and inclination for the cores Klg07, Klg06 and Klg04.

Diagenesis and the magnetic carriers

In our cores the magnetic population identified is composed of 1/ magnetite as attested by the good behaviour of cores during AF stepwise demagnetization, thermal demagnetization of a few samples, hysteresis loop with the M_s parameter and S ratio 2/ Hematite which is revealed in the XRD analyses and compatible with the detection of a faint curie temperature at 680°C in a few thermomagnetic experiments and 3/ iron sulfur phases detected in XRD analyses, SEM observations and EDS-X chemical determination and during the thermomagnetic experiments. The iron sulphur phases is increasing in importance at the onset of the drop in susceptibility, NRM and IRM and changes in the S -ratio are observed toward the end of the magnetization drop. The major magnetic discontinuity occurring in all cores characterized by a decrease of one or two order of magnitude in magnetization signal and presence of iron sulphides indicates a marked enhancement in the intensity of diagenetic process. Age determined on core Klg07 makes the decrease interval coinciding with the “upper” sapropelic layer of (Çağatay et al., 2000). Sapropels in our study are independently characterized by the use of the combination of Ca/Ti and Br maxima as indicators of maxima in organic matter and hence presence of

5.1 Magnetic properties of recent sapropels in the Marmara sea

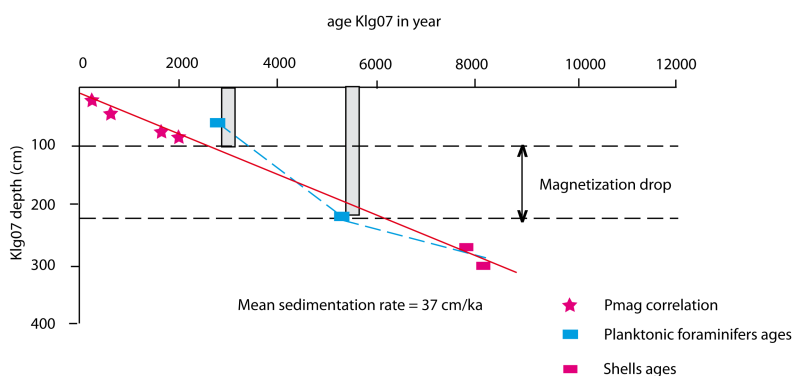


FIG. 5.13 – Age versus depth curve for Klg07.

sapropels/sapropelic layers (Bahr et al., 2005; Ziegler et al., 2008).

The degrading of organic matter by bacteria is a major process triggering sulphate reduction reactions (Berner, 1970; Canfield, 1989) and concurs to the production of hydrogen sulphide causing the dissolution of the primary iron oxide phases. The ferrous iron released can react with hydrogen sulphides to form iron sulfur phases (Canfield et al., 1992; Roberts and Turner, 1993). The iron sulfur phase typically found in sediments is pyrite (FeS_2) which, depending on concentration in hydrogen sulfides, form directly from the dissolution of magnetite or through stage processes by way of greigite (Fe_3S_4) (Karlin and Levi, 1983, 1985; Morse and Cornwell, 1987; Neretin et al., 2004). Greigite is less commonly found, as it is metastable and converts to pyrite if hydrogen sulfide remains to fuel the reaction (Berner, 1982; Roberts and Turner, 1993). Secondary Greigite is ferrimagnetic ($M_s=24Am^2/kg$) and can carry a strong signal, on the same order of magnitude than magnetite, while pyrite is paramagnetic. The sharp drop in magnetic signal observe can thus not surprisingly be linked to the intense diagenesis occurring within the sapropel layer. Recent studies on sapropelic layers show that a rich and active population can be fuelled for several tens of thousand years by organic matter content in the sapropelic layer. This would mark sharply the limit in the interval and the intense diagenesis still progressing within the sapropels limit.

Events recorded in the cores

The duration spanned by core Klg07 indicates that it has recorded the transition from lacustrine to fully marine environment established between 12 and 11 ka by several studies (Çağatay et al., 2000; Aksu et al., 2002b). The “lower sapropel” or “M1” level found in cores from the Marmara basin by Çağatay et al. (2000), Aksu et al. (2002b) and Vidal et al. (2010) and dated between 11.5 and 7 ka BP (Vidal et al., 2010) could also be recorded in Klg07 as the core is correlated with the core of Vidal et al. (2010) (Drab et al., 2012). Çağatay et al. (2000) and Çağatay et al. (2004) also reported the presence of an “upper sapropel” found between 4.8 and 3.2 ka. Interestingly our interval of low magnetization is synchronous of the upper sapropelic layer of (Çağatay et al., 2000). It also corresponds to an interval of higher Ca/Ti and Br concentrations. The lower sapropelic layers are not detected “magnetically”.

Klg06, Klg03 and Klg04 cores do not record the last reconnection between the three seas but could have record the upper sapropelic layer. Indeed the cores present the same signal in ma-

gnetic and XRF records associated to an intense dissolution of magnetic particles. Nevertheless, the drop of magnetization does not correspond to the expected upper sapropelic layer in Klg04. Indeed it occurs 60 cm below and is marked by a jointly increase in Ca/Ti and Br record. But it still occurs in area of intense dissolution. In Fig 5.11, Klg04 record shows two areas of NRM decrease. This second decrease is followed by a very low NRM area corresponding in other cores to the area before the sapropelic deposition suggesting that the first drop of magnetization in Klg04 could correspond to a “site effect” as the core is located on the foot of a steep escarpment and close to fluid escape (Zitter et al., 2008). This “missing” area of magnetization could be related to erosion as it has been highlighted by paleoseismological study (Chapter 4 and Fig. 4.8).

The magnetic characterization of sapropels

Sapropels can sometimes be hard to distinguish in the lithology as it seems to be the case in our record. In a high resolution study from two sapropels dated at 2.54 Ma and 2.83 Ma recovered from cores at ODP sites 966 and 967 in the Eastern Mediterranean (Larrasoña et al., 2006) suggests that magnetic properties are a sensitive proxy for identifying sapropels when they are oxidized.

In our study the intense reduction occurring within the upper sapropel layers is characterized by a marked decrease in magnetization. No signal is associated to the S1/M1 level. Other studies report a magnetization enhancement at the sapropel level due to the precipitation of ferri-magnetic sulfides (Stoner et al., 1998; Roberts et al., 1999; Strechie et al., 2002). These phases are metastable and are transformed if the concentration in hydrogen sulfides is enough to allow a complete pyritization process. Pyrite is then produced and a drop in magnetization is observed like in the present case.

Chapitre 6

Etude géomorphologique le long d'un coude de la rivière Kızılırmak : une application des isotopes cosmogéniques

Depuis une vingtaine d'années, grâce aux avancées en physique sur la spectrométrie de masse par accélération (AMS), la datation par isotopes cosmogéniques *in situ* s'est imposée comme un outil efficace de datation directe de la morphologie et de quantification des processus d'érosion. Ces isotopes radiogéniques, produits par l'interaction du rayonnement cosmique avec les roches, nous permettent de dater une durée d'exposition ou d'érosion d'une surface lorsque les datations "classiques" (U/Th, Ar/Ar, K/Ar) ne le permettent pas (Siame et al., 2000).

Nous allons à présent présenter rapidement le principe de la datation et l'origine de la formation des isotopes cosmogéniques *in situ*. Puis, nous indiquerons la stratégie d'échantillonnage que nous avons appliqué pour sélectionner les galets à dater. Nous présenterons ensuite la géologie et la géographie de notre site d'étude ainsi que les datations par isotopes cosmogéniques ^{10}Be , ^{26}Al et ^{36}Cl obtenues et des premiers résultats. Comme certains échantillons ont été datés par deux méthodes différentes nous discuterons de la compatibilité de ces dernières. Enfin, nous ferons une première interprétation par terrasse des âges obtenus et discuterons des vitesses d'incision et d'érosion de la région.

6.1 Principe de la datation par les isotopes cosmogéniques *in situ*

Les isotopes cosmogéniques sont issus de l'interaction du rayonnement cosmique avec les roches de la surface terrestre. Le sommet de l'atmosphère est en effet bombardé en permanence d'un flux isotrope et constant de particules de très haute énergie formé dans le soleil et dans les galaxies (dans les novae, supernovae et pulsars) par accélération des ondes de choc du plasma interstellaire. Ces deux origines du rayonnement cosmique diffèrent par leur composition chimique, leur énergie, leur intensité et variation dans le temps. Le rayonnement primaire est constitué à 99% de particules chargées positivement (protons et noyaux Hélium) se déplaçant à une vitesse proche de celle de la lumière (Reedy et al., 1983; Lal, 1988).

Lorsque ces particules atteignent la surface de l'atmosphère, elles sont soumises au champ

6.1 Principe de la datation par les isotopes cosmogéniques *in situ*

magnétique terrestre qui les dévie sous l'influence de la force de Lorentz (Fig. 6.1). Le flux de particules entrant alors dans l'atmosphère est inversement proportionnel à l'intensité du champ magnétique terrestre avec une déflexion maximale au niveau de l'équateur.

Les particules du rayonnement cosmique qui vont réussir à atteindre l'atmosphère vont alors

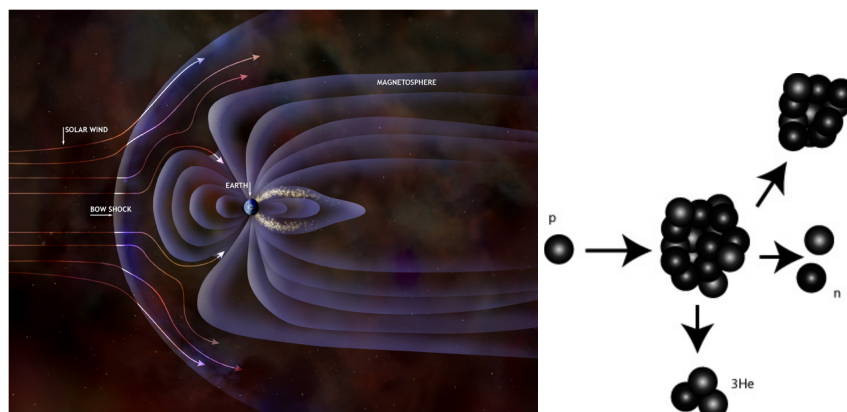


FIG. 6.1 – Figure représentant la déviation par la force de Lorentz du rayonnement cosmique au niveau de la Terre à gauche. À droite, schéma expliquant le principe d'une réaction de spallation. Lorsqu'un proton arrive sur un atome, la force de collision entraîne l'éclatement de cet atome et la formation d'un nouvel atome avec un nombre de masse plus petit.

interagir avec les atomes de l'atmosphère pour former des particules secondaires qui vont à leur tour réagir avec les atomes de l'atmosphère pour former des isotopes cosmogéniques (³He, ¹⁰Be, ¹⁴C, ²¹Ne, ²⁶Al et ³⁶Cl). L'énergie des particules du rayonnement cosmique est donc dissipée lors de ces réactions dites de spallation (Fig. 6.1) et seulement 0.1 % des particules secondaires vont atteindre la surface terrestre avec assez d'énergie pour produire des réactions nucléaires au sein des atomes des roches exposées. L'isotope formé lors de l'interaction de ces particules secondaires avec les minéraux est un isotope cosmogénique *in situ*.

Ce sont ces isotopes cosmogéniques qui sont couramment utilisés en géomorphologie et tectonique comme chronomètres du quaternaire.

Ils sont produits dans les atomes des minéraux selon trois mécanismes principaux :

- les réactions de spallation de haute énergie
- les réactions de capture thermique des neutrons
- la désintégration des muons

Chacun de ces mécanismes a une importance différente selon le minéral cible et la profondeur investiguée. En effet, parmi les trois isotopes que nous avons utilisés dans ce travail (¹⁰Be, ²⁶Al et ³⁶Cl), chacun a un processus de production différent que nous allons détailler.

Production ¹⁰Be et ²⁶Al La production du cosmonucléide ¹⁰Be en surface est causée à 98% par des réactions de spallation à partir des atomes ¹⁶O, ²⁷Al, ²⁸Si et ⁵⁶Fe (Lal, 1988). Pour l'²⁶Al cette réaction de spallation est produite à partir des atomes ²⁷Al, ²⁸Si et ⁵⁶Fe (Lal, 1988). De par sa composition, le quartz (SiO₂) constitue une cible privilégiée pour la datation de surface ou de vitesse d'érosion et d'incision de lits de rivières pour ces deux isotopes. Il est de plus abondant, peu altérable et par son réseau cristallin serré peu pollué par des contaminants tels le ¹⁰Be_{atmosphérique} (Nishiizumi et al., 1986). Un deuxième mécanisme existe néanmoins qui

6.1 Principe de la datation par les isotopes cosmogéniques *in situ*

est celui de la capture de muons lents et rapides. Ces derniers ne deviennent prépondérants qu'avec la profondeur (Fig. 6.2, Heisinger et al. 2002a,b).

Production ^{36}Cl Le ^{36}Cl est quant à lui produit par différentes réactions nucléaires dans la roche (Gosse and Phillips, 2001; Stone et al., 1996, 1998). Il y a quatre réactions principales dont la contribution dépend notamment de la concentration des éléments dans la roche (Fig. 6.3) :

- la réaction de spallation à partir des atomes cibles Ca, Ti, K et Fe qui dominant à la surface,
- par capture de muons lents sur le ^{40}Ca et ^{39}K (exemple le $^{40}\text{Ca} + \mu^- \rightarrow ^{40}\text{K}^* \rightarrow ^{36}\text{Cl} + \alpha$). Ce processus devient important en profondeur,
- par capture par le chlore naturel, ^{35}Cl , de neutrons basse énergie,
- par capture par le chlore 35 de neutrons radiogéniques provenant de la fission de ^{238}U radiogénique ou lors de la décroissance radiogénique de l'Uranium et du Thorium. Ce processus n'a lieu que dans des roches riches de ces éléments.

Les carbonates constituent une cible privilégiée pour dater les surfaces grâce à cet isotope. Ces

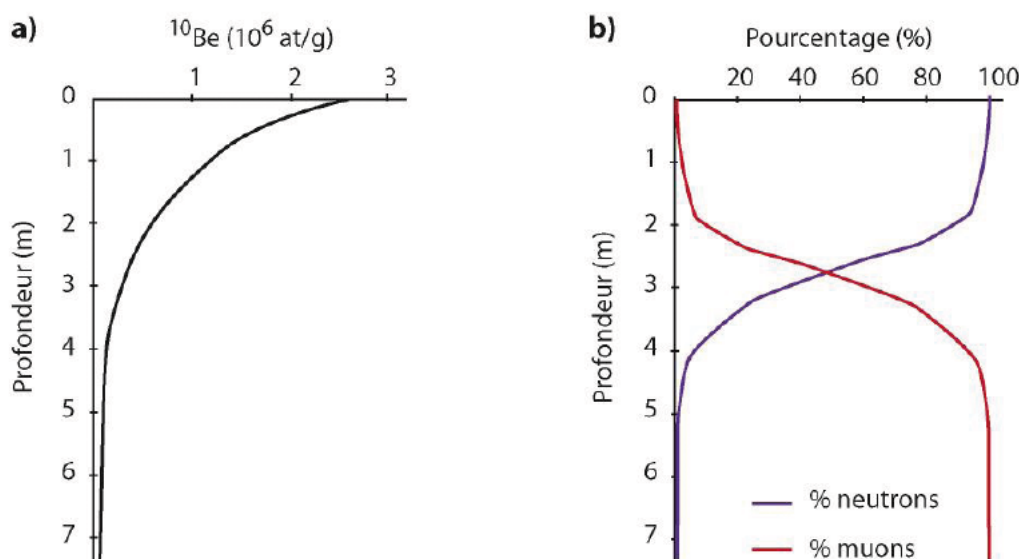


FIG. 6.2 – (a) Production en at/g du ^{10}Be avec la profondeur. (b) Diagramme présentant l'influence de la spallation versus la capture muonique avec la profondeur pour le ^{10}Be . Figure reprise de Le Dortz (2010).

différents mécanismes de production des isotopes cosmogéniques *in situ* permettent de définir un paramètre : le taux de production total. La précision sur sa valeur est une donnée essentielle afin d'utiliser de manière efficace la datation des surfaces par les isotopes cosmogéniques (Lal, 1991).

Le taux de production correspond au nombre d'atomes produits lors de chaque réaction de spallation. Il s'exprime en at/g/an et varie en fonction de la profondeur comme vu précédemment (Fig. 6.2,a). L'équation suivante décrit l'évolution du taux de production avec la profondeur :

$$P(x, t) = P_0 e^{\frac{-\rho x}{\Lambda}} \quad (6.1)$$

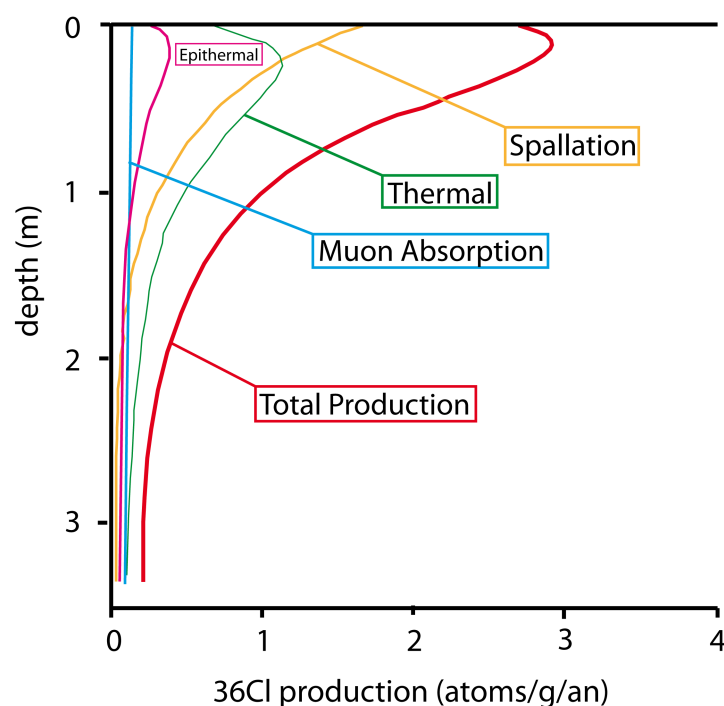


FIG. 6.3 – Différentes contributions des réactions nucléaires à la production du Chlore 36 en fonction de la profondeur. Redessiné à partir de Gosse and Phillips (2001).

où P_0 représente le taux de production en surface, ρ la densité en g/cm^3 , x la profondeur en cm et Λ la longueur d'atténuation en g/cm^2 .

Le taux de production à la surface, P_0 , est quant à lui fonction de l'intensité du rayonnement primaire, de la latitude, de l'altitude et de la géométrie du site (Stone, 2000; Gosse and Phillips, 2001; Von Blanckenburg, 2005).

- **La géométrie d'exposition** ou shielding : l'intensité du rayonnement cosmique reçu par les roches sera maximale si l'échantillon se trouve au niveau d'une surface plane et non ombragée,
- **variation avec l'altitude** : le taux de production est plus grand à haute altitude qu'à faible altitude
- **variation avec la latitude** : du fait de la présence du champ magnétique de la Terre, l'intensité du rayonnement cosmique est maximale aux faibles latitudes.

Les isotopes cosmogéniques que nous utilisons sont de plus radioactifs, le nombre d'atomes de l'isotope décroît donc avec le temps. Ainsi, on peut étudier la variation du nombre d'atomes présents comme la production de l'isotope considéré soustrait de la décroissance radioactive (Burbank and Anderson, 1991) :

$$\frac{dN(x,t)}{dt} = P(x,t) - \lambda N(x,t) \quad (6.2)$$

où $P(x,t)$ représente le taux de production (eq. 6.1) et $\lambda N(x,t)$ la désintégration radioactive avec λ la constante de désintégration en yr^{-1} .

En considérant que :

6.1 Principe de la datation par les isotopes cosmogéniques *in situ*

- les gains ne proviennent que du rayonnement isotopique et les pertes uniquement de la décroissance radioactive et de l'érosion,
- que l'érosion, ε , et que l'intensité du rayonnement cosmique sont constantes au cours du temps (Lal, 1991).

L'évolution du nombre d'atomes en fonction de la profondeur peut alors s'écrire :

$$\frac{\partial N(x, t)}{\partial t} = \varepsilon \frac{\partial N(x, t)}{\partial x} - \lambda N(x, t) + P_0 e^{-\frac{\rho x}{\Lambda}} \quad (6.3)$$

dont la solution est de la forme :

$$N(x, t) = N(x, 0)e^{-\lambda t} + \frac{P_0 e^{-\frac{\rho x_0}{\Lambda}}}{\frac{\rho \varepsilon}{\Lambda} + \lambda} \left(e^{-\frac{\rho \varepsilon t}{\Lambda}} - e^{-\lambda t} \right) \quad (6.4)$$

avec $N(x, t)$ le nombre d'atomes (at/g) de l'isotope considéré ; $N(x, 0)$ le nombre d'atomes initial à la profondeur considérée (c'est l'héritage) en at/g ; λ la constant de désintégration en yr^{-1} ; ε l'érosion en $g/cm^2/an$; Λ la longueur d'atténuation en g/cm^2 et P_0 le taux de production en surface pour l'isotope considéré en at/g/an.

Si l'échantillon est pris à la surface on obtient alors :

$$N(x, t) = N_0 e^{-\lambda t} + \frac{P_0}{\frac{\rho \varepsilon}{\Lambda} + \lambda} \left(1 - e^{-(\lambda + \frac{\rho \varepsilon}{\Lambda})t} \right) \quad (6.5)$$

Ainsi, deux inconnues sont encore à déterminer si on néglige l'effet d'héritage ($N_0 = 0$) : l'érosion et l'âge.

On remarque d'après l'équation 6.4 que le nombre d'atomes augmente au cours du temps jusqu'à ce que la décroissance radioactive de l'isotope et l'érosion compensent la production (Lal, 1991). Plus l'érosion est importante et plus cet état stationnaire est atteint rapidement (Fig. 6.4).

Afin d'utiliser les isotopes cosmogéniques *in situ* en tant que marqueurs des événements

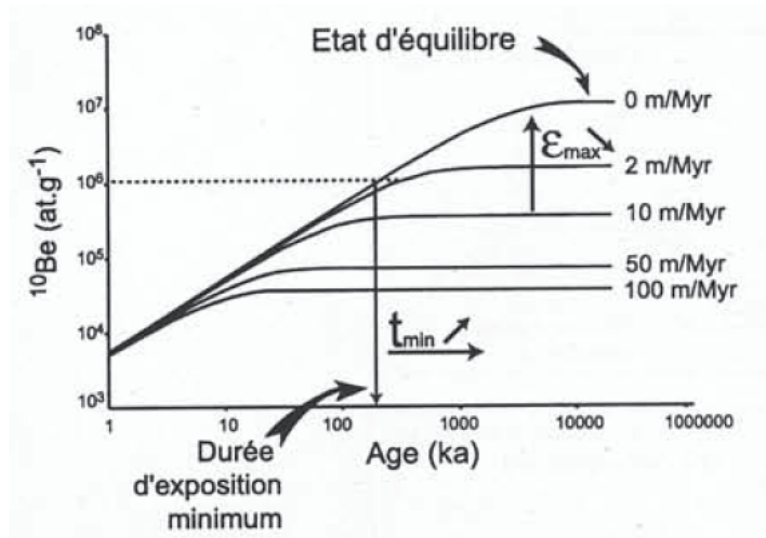


FIG. 6.4 – Evolution théorique de la concentration en ^{10}Be en fonction du temps pour différentes vitesses d'érosion. Repris de Siame et al. (2000).

6.1 Principe de la datation par les isotopes cosmogéniques *in situ*

géologiques, il faut se situer sur la partie linéaire de la courbe présentée en Fig. 6.4 et faire des hypothèses sur l'érosion. En effet, pour des surfaces exposées depuis moins de 10 000 ans, l'érosion peut être considérée comme nulle et ce quelle que soit la vitesse d'érosion (Siame et al., 2000). Pour des âges supérieurs à 10 000 ans il faut alors considérer que l'érosion est nulle, ce qui nous permet d'obtenir des âges minimum d'exposition. L'équation 6.5 devient donc :

$$N(x, t) = \frac{P_0}{\lambda} (1 - e^{-\lambda t_{min}}) \quad (6.6)$$

et l'âge de la surface exposée devient :

$$t_{min} = \frac{-1}{\lambda} \ln \left(1 - \frac{\lambda * N(0, t)}{P_0} \right) \quad (6.7)$$

Par contre si la surface exposée a atteint son "état stationnaire" alors une vitesse d'érosion maximale peut être déterminée selon :

$$\varepsilon_{max} = \Lambda * \left(\frac{P_0}{N_0} - \lambda \right) \quad (6.8)$$

Nous allons à présent présenter les trois isotopes cosmogéniques et radioactifs que nous avons utilisés avec leur processus principal de formation, le taux de production pris et le temps de demi vie de l'isotope considéré.

isotope	cible	réaction	$t_{1/2}$	Taux de production
^{10}Be	O, Si, Mg, Fe	spallation	1.39 Ma	4.49 ± 0.3 (Stone, 2000)
^{26}Al	Si, Al, Fe	spallation	730 ka	31.1 ± 1.9 (Stone, 2000)
^{36}Cl	Fe, K, Ca, Cl	spallation capture neutronique	301 ka	48.8 ± 3.5 (Stone et al., 1996)

TAB. 6.1 – Résumé pour les trois isotopes utilisés des atomes cibles pour formation des isotopes *in situ*, des réactions de production, des demi vie et taux de production utilisés pour la suite de l'analyse.

6.1.1 Influence de facteurs extérieurs sur la validité des résultats

Taux d'érosion Le taux d'érosion est une des inconnues de l'équation 6.5 et est le seul paramètre pouvant être obtenu lorsque l'état stationnaire est atteint¹. Trois types d'érosion d'une surface alluviale doivent être considérés :

- l'altération chimique (dissolution de la surface de l'échantillon),
- le ruissellement pouvant éroder la surface,
- la dénudation.

L'héritage Le terme d'héritage est utilisé pour caractériser le fait qu'un échantillon, avant sa mise en place sur la surface à dater, a pu avoir été soumis au rayonnement cosmique. Si entre ces deux expositions au rayonnement cosmique, le temps n'a pas été assez long pour que

¹le taux de production de l'isotope est compensé par l'érosion et la décroissance radioactive

6.1 Principe de la datation par les isotopes cosmogéniques *in situ*

la totalité des isotopes cosmogéniques se soient désintégrés, il est alors possible d'avoir une concentration mesurée en cosmonucléides dite héritée. La concentration totale mesurée dans l'échantillon sera donc la somme d'une concentration héritée et de la concentration en isotopes cosmogéniques accumulée depuis la dernière mise en place du galet.

Cet héritage peut dépendre de chaque galet en fonction de son histoire de transport et d'exhumation (Anderson et al., 1996). C'est le cas pour les éboulis qui peuvent accumuler des isotopes durant leur exposition avant d'être à nouveau transportés puis déposés.

La quantité d'héritage est difficile à déterminer et dépend des mécanismes de mise en place des alluvions puis de l'évolution des surfaces étudiées.

6.1.2 Stratégie d'échantillonnage

Elle est une des étapes importantes pour minimiser les effets de processus pouvant affecter la surface (érosion, enfouissement, héritage, bioturbation). Plusieurs critères de sélection peuvent être appliqués pour obtenir un âge de surface le plus représentatif possible. Nous allons en citer quelques-uns.

Afin de se protéger au maximum des problèmes de datations causés par une érosion trop importante, il faut, pour dater une surface, essayer d'échantillonner à l'endroit où l'érosion semble minimale. Plusieurs critères permettent de minimiser ces risques (Van der Woerd et al., 2006) :

- être loin de cours d'eau,
- échantillonner une surface plane,
- la présence d'une faible érosion visible.

Afin d'essayer d'estimer la part d'érosion présente dans les échantillons, il est possible d'effectuer l'inversion de données de profils en profondeur (Anderson et al., 1996). Cette technique permet d'obtenir un domaine dans lequel on peut mathématiquement déterminer la solution unique pour chacun des paramètres temps, érosion et héritage. Nous n'avons pas effectué de profils lors de notre étude. En effet, le matériel avoisinant étant principalement calcaire, cette méthode n'était pas validée pour des datations ^{36}Cl . De plus, en regardant la géologie locale, nous n'avons pas envisagé le fait de trouver des galets de quartz à échantillonner sur les surfaces.

Pour essayer d'évaluer la part d'héritage présent dans l'échantillon, il est également possible d'effectuer un échantillonnage dans le lit actif incisant la surface. Cet échantillon serait un « blanc géologique » où la concentration en isotope calculée correspondrait à la part d'héritage présente sur la surface. Cette méthode n'est pas forcément idéale puisqu'il faut prendre comme hypothèse que l'histoire du galet préservé est la même que celle du matériel fluvial.

Enfin, des méthodes dites de datation relative peuvent également être appliquées telles l'étude des anneaux d'altération ou la lichenométrie (Burbank and Anderson, 1991). Les anneaux d'altération correspondent à une couche d'altération plus importante qu'a subie la partie externe du galet échantillonné. L'épaisseur de cette couche est proportionnelle comme la racine carrée du temps d'exposition de la roche à la surface (Colman, 1981). La lichenométrie est un paramètre qui permet également d'estimer la durée d'exposition du galet sur la surface. En effet, si du lichen est présent en grande quantité sur le galet échantillonné, cela permet de supposer que le galet ne provient pas d'un dépôt récent sur la surface à dater. Nous avons appliqué

6.2 Zone d'étude de la rivière Kızılırmak et de ses terrasses préservées

ces deux techniques pour notre échantillonnage (Fig. 6.5)

Une fois toutes ces étapes d'observation et de restriction géographique appliquées il est possible de minimiser les problèmes de datations en effectuant un échantillonnage statistique. Ainsi, si de nombreux galets sont pris en respectant les quelques suggestions citées plus haut, alors la probabilité d'obtenir un âge de surface totalement aberrant sera réduite.



FIG. 6.5 – Photos de galets échantillonnés présentant un anneau d'altération (à gauche) et des lichens (à droite) indiquant que l'échantillon est mis en place depuis un certain temps.

6.2 Zone d'étude de la rivière Kızılırmak et de ses terrasses préservées

6.2.1 La rivière Kızılırmak

La rivière Kızılırmak est la rivière la plus longue de Turquie (1350 km). Elle s'est formée durant le Pliocène et prend sa source à l'Est de Sivas en Anatolie orientale (Doğan, 2011) (Fig. 6.6). La rivière draine une partie du plateau semi-aride Anatolien (Fig. 6.6), croise la Faille Nord Anatolienne et traverse les Pontides avant de se jeter dans le Mer Noire près de la ville de Samsun.

Le détail du tracé de la rivière montre que sa direction d'écoulement est variable. En effet, de Sivas jusqu'à la ville de Nevşehir en Cappadoce, la rivière a une direction d'écoulement SW (Fig. 6.6). Là, elle change de direction et s'écoule vers le NW puis vers le Nord jusqu'à atteindre la latitude de 40°N. Elle prend à ce moment-là une direction NE jusqu'à atteindre la zone de déformation associée au passage de la Faille Nord Anatolienne. Sa direction d'écoulement devient NW. Lorsque la rivière atteint la FNA, la rivière Kızılırmak y est alors décalée sur 30 km au niveau du pull-apart de Kargı et s'écoule vers l'Est (zone en rouge sur la figure 6.6). Lorsqu'elle atteint le pull-apart de Kamil, la rivière est à nouveau déviée et s'écoule désormais selon une direction NE jusqu'à rejoindre les côtes de la Mer Noire.

De sa source en Anatolie orientale jusqu'à la fin du plateau Anatolien, la rivière incise des domaines principalement basaltiques où de nombreuses terrasses ont pu être préservées (Doğan, 2011). Ces terrasses ont permis de déterminer une vitesse d'incision de 0.08 mm/an à partir de datation ^{40}Ar - ^{39}Ar sur des basaltes. Nous allons comparer ces taux avec ceux que nous allons

6.2 Zone d'étude de la rivière Kızılırmak et de ses terrasses préservées

obtenir par datation des isotopes cosmogéniques sur les terrasses préservées situées au niveau des deux coudes que forme la rivière lorsqu'elle est décalée par la Faille Nord Anatolienne.

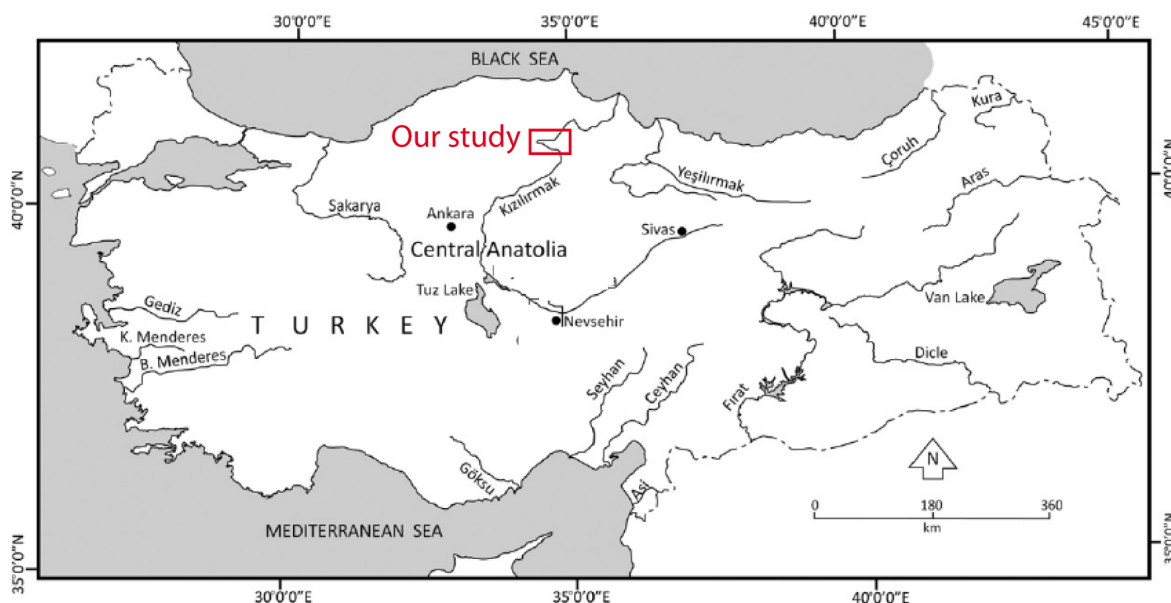


FIG. 6.6 – Tracé de la rivière Kızılırmak au travers de la Turquie (repris de Doğan 2011). Le site de notre étude est encadré en rouge.

6.2.2 Géologie au niveau des terrasses préservées

De manière très générale la zone de notre étude est principalement composée de 5 unités géologiques (Fig. 6.7 et Fig. C.1 en annexes) :

- une unité datant du Trias/ Jurassique (transition vers ~ 204 Ma) composée de marbre (coloration bleue sur la carte géologique simplifiée de la figure 6.7),
- une unité datée vers l'Aptien (~ 110 Ma) composé d'un mélange ophiolitique (coloration verte sur la carte géologique simplifiée),
- une unité d'âge Lutétien (~ 45 Ma) composée de laves basaltiques (coloration rouille sur la carte géologique simplifiée),
- une unité Pliocène (6 à 2 Ma) composée de grès (orange clair sur la carte géologique simplifiée),
- une unité Pleistocène-Holocène (< 2 Ma) formée de dépôts alluviaux (colorations jaunes sur la carte géologique simplifiée)

C'est sur cette dernière unité que nous avons carté trois terrasses (T1, T2 et T3 indiquées en rouge sur les figures 6.7, 6.8 et 6.9). Elles se situent au niveau des deux coudes que forme la rivière au niveau de son décalage par la Faille Nord Anatolienne. Ces terrasses sont constituées de sédiments Quaternaires datant du Pléistocène inférieur (Fig. 6.7- jaune) et sont principalement entourées d'un socle composé de marbres Triassiques. Ce sont donc des roches métamorphiques calcaire que nous sommes susceptibles d'échantillonner.

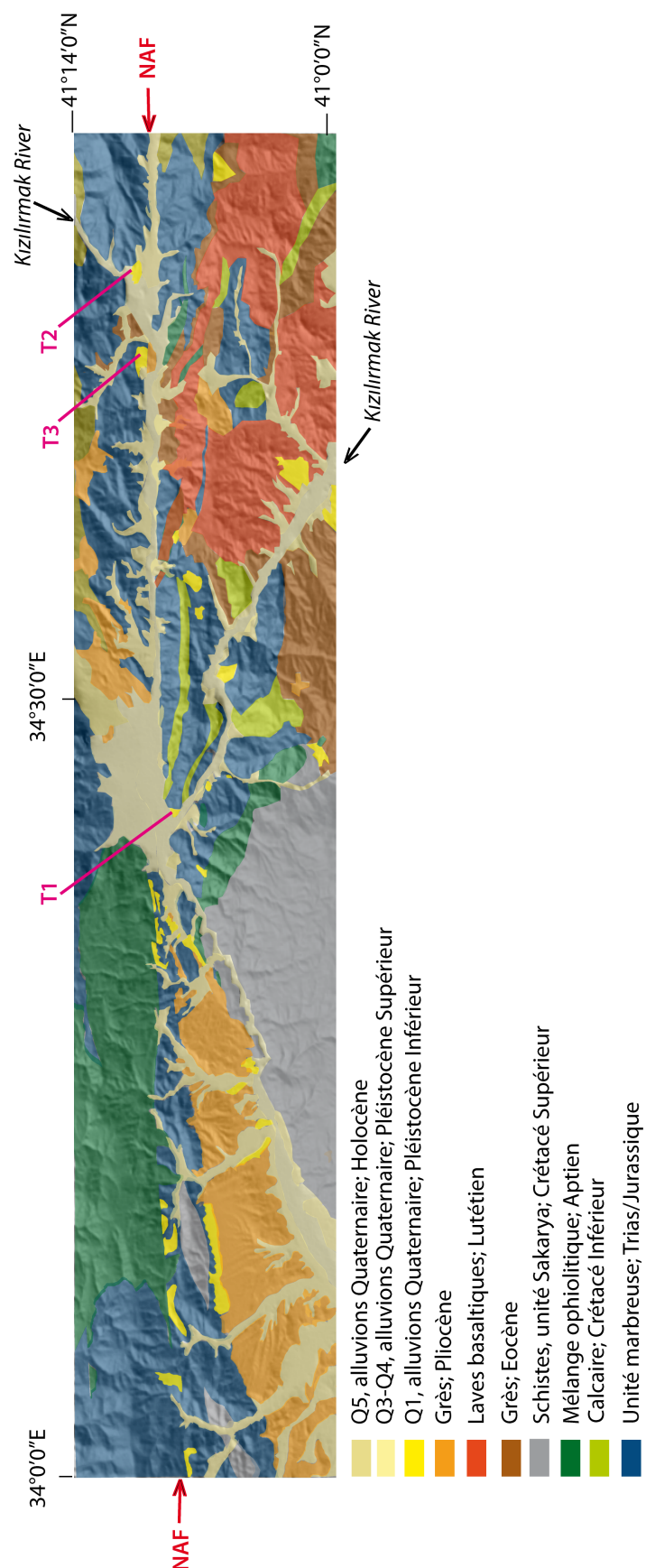


FIG. 6.7 – Carte géologique globale redessinée de la zone étudiée. La carte géologique initiale se situe en annexes.

6.2 Zone d'étude de la rivière Kızılırmak et de ses terrasses préservées

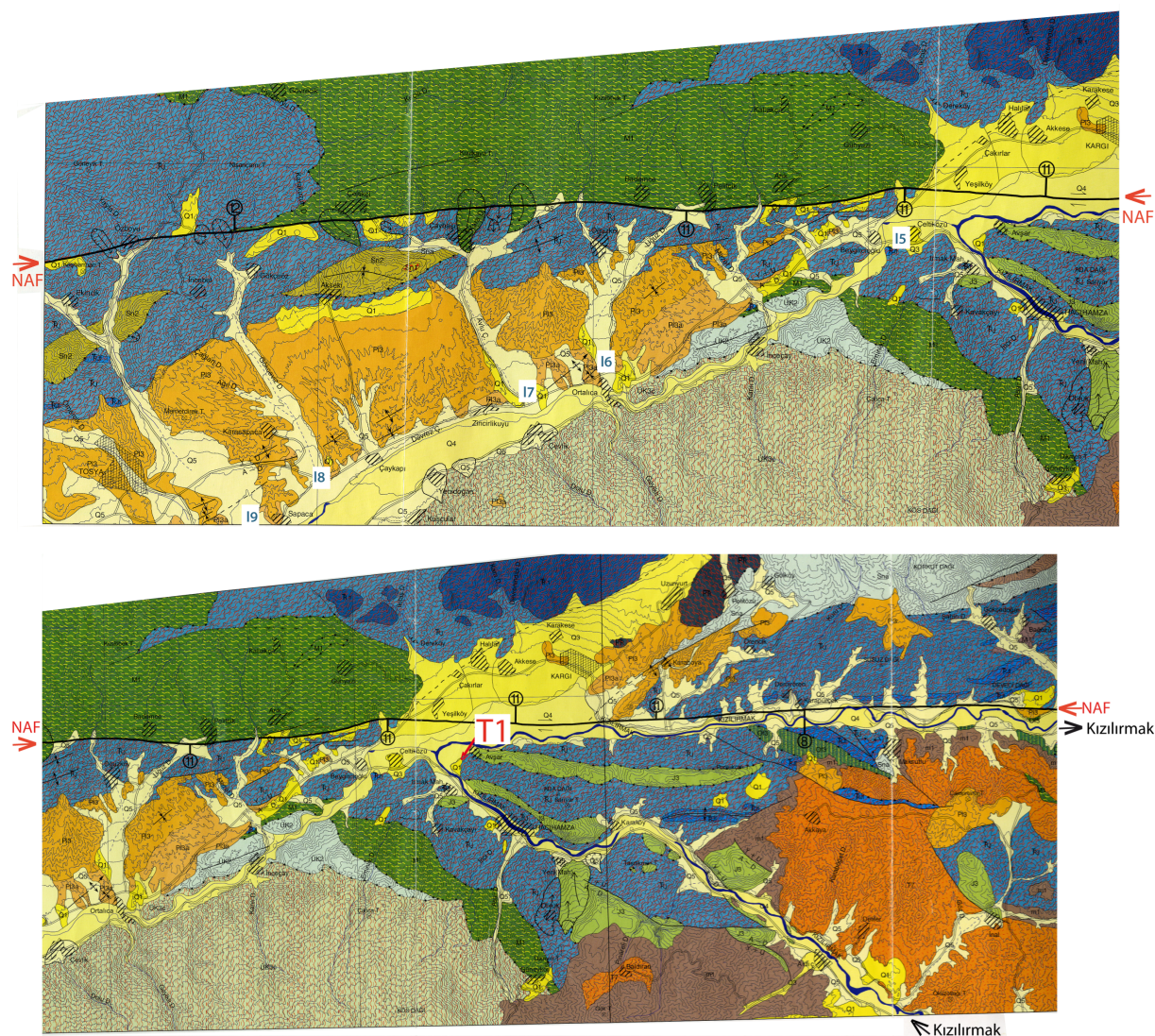


FIG. 6.8 – Carte géologique de la région étudiée au niveau du premier coude de la rivière Kızılırmak à l'Est de la ville de Kargı au 1/100 000e (Aydağ and Coşkun, x). La terrasse échantillonnée est indiquée en rouge.

6.2 Zone d'étude de la rivière Kızılırmak et de ses terrasses préservées

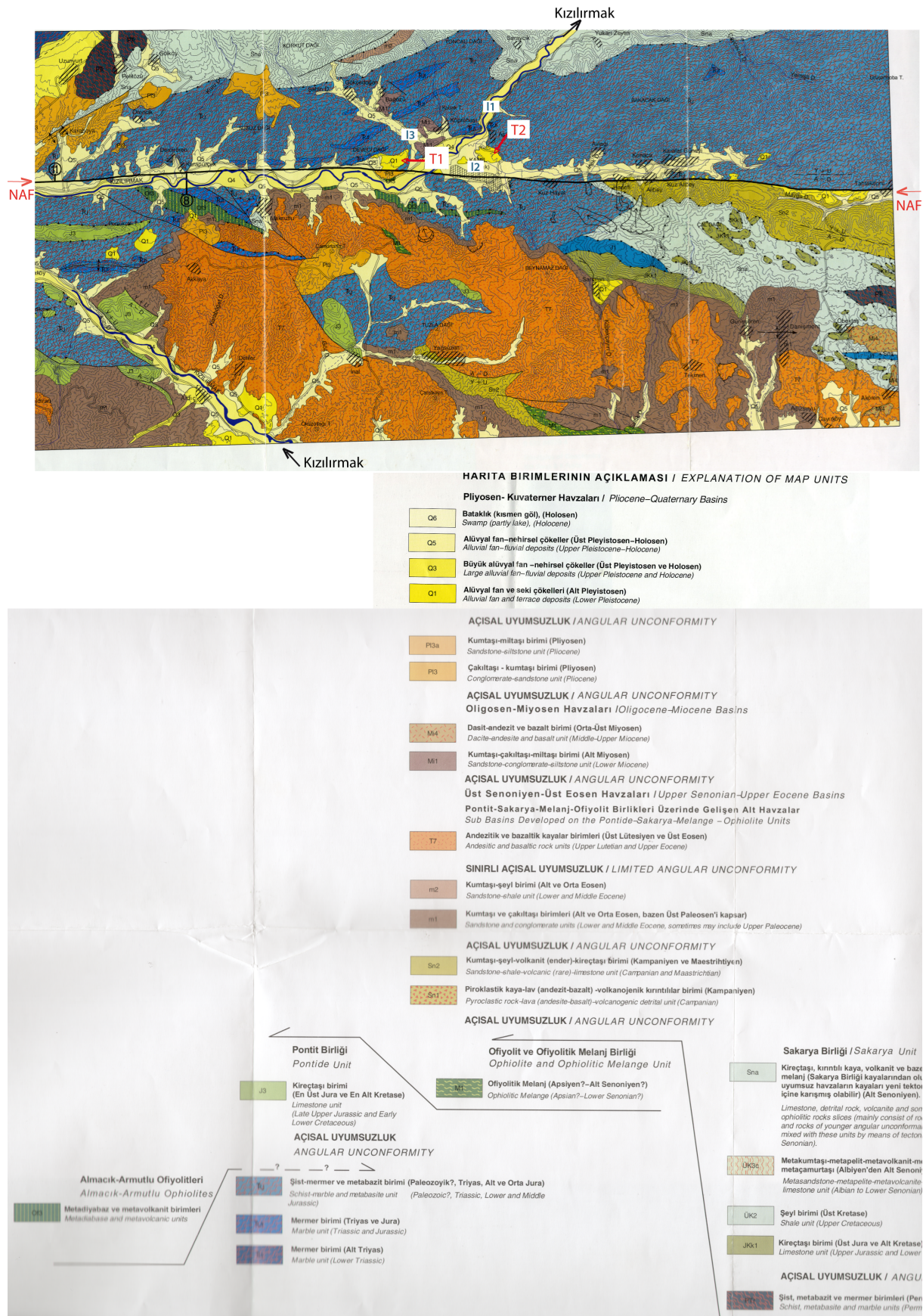


FIG. 6.9 – Carte géologique de la région étudiée au niveau du second coude de la rivière Kızılırmak dans le pull-apart de la ville de Kamil au 1/100 000e (Aydal and Coşkun, x). Les terrasses échantillonnées sont indiquées en rouge. En bas, légende de la carte géologique.

6.2.3 Echantillonnage des terrasses

Nous avons échantillonné trois terrasses préservées au niveau du décalage de la rivière Kızılırmak par la Faille Nord Anatolienne. La terrasse la plus jeune se situe au niveau du pull-apart de Kargı à une altitude de 380 m. Les deux autres terrasses sont situées dans le pull-apart de Kamil 30 km à l'Est, à une altitude de 390 m pour T2 et de 400 m pour T3 (Fig. 6.10). Nous allons à présent détailler chacune de ces terrasses. Nous présenterons de plus la localisation et le type d'échantillonnage effectué. Les données seront présentées dans la partie qui suivra.

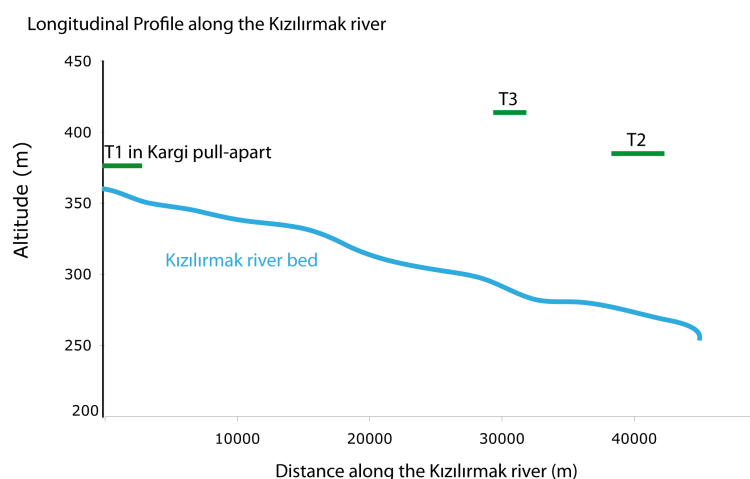


FIG. 6.10 – Profil de rivière Kızılırmak et positionnement des trois terrasses.

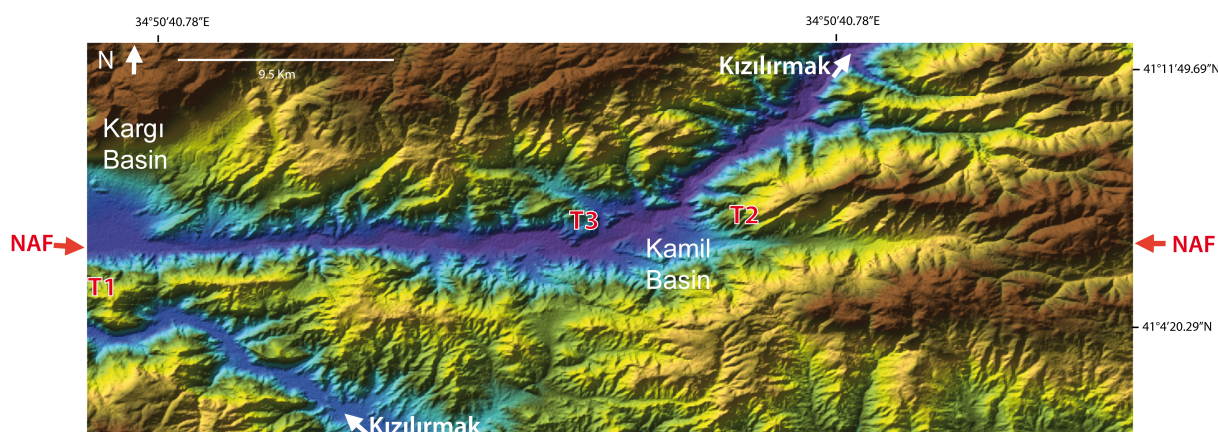


FIG. 6.11 – Localisation des terrasses le long de la rivière Kızılırmak.

Terrasse 1

La terrasse T1 se situe dans le pull-apart de Kargı au niveau du premier coude que forme la rivière Kızılırmak (Fig. 6.11), à une altitude moyenne de 375m et 30 m au-dessus du lit de la rivière. Cette surface est longue de 292 m et large de 220 m et se positionne au sud de la Faille Nord Anatolienne. Cette terrasse bien que plane (pente $<1\%$), est retouchée. En effet, d'après la figure 6.12, on remarque que cette terrasse est traversée par une route. De plus, il

6.2 Zone d'étude de la rivière Kızılırmak et de ses terrasses préservées

s'avère que toute cette terrasse a été soumise à l'agriculture. Nous avons néanmoins décidé de l'échantillonner car elle est la seule terrasse préservée au niveau du pull-apart de Kargı. Afin de réduire les risques de mesures trop incohérentes nous n'avons échantillonné que des morceaux sur de galets qui ne pouvaient pas être déplacés par l'homme ou un tracteur (Fig. 6.13) et qui ne se positionnaient pas en bordure de champ. Nous n'avons pu par contre échantillonner que 6 galets.



FIG. 6.12 – Terrasse T1 vue par google earth (à gauche) et photo de terrain (à droite).



FIG. 6.13 – Vue de la surface échantillonnée (à gauche) ainsi qu'un exemple de caillou échantillonné (à droite).

Terrasse 2

La terrasse T2 se situe à l'est du pull-apart de Kamil (Fig. 6.11), à une altitude comprise entre 350 et 400 m soit à environ 90 m au dessus du lit de la rivière Kızılırmak et de la rivière Zeytin. Elle présente donc un fort gradient de pente (Fig. 6.14- profil). Un affleurement de socle (indiqué en cercle noir sur la Figure 6.14) a été observé au milieu de la terrasse. Cette terrasse qui se situe au nord de la faille Nord Anatolienne est bordée par une route au bout de laquelle une coupe a pu être décrite (Fig. 6.15). Nous y avons prélevé 14 échantillons positionnés à différents endroits de la terrasse. Cette dernière ne présente pas de marques de culture

active et très récente. D'anciennes délimitations de champ marquées par des assemblages de galets sont néanmoins visibles par endroit. La coupe située au niveau de la route ainsi que la grande incision située au niveau de la rivière (Fig. 6.15- photographie vue de la rivière Zeytin) nous indique que la terrasse, sur toute sa hauteur, est principalement constituée de galets polygéniques. De plus le log montre la présence d'un ancien lit de rivière par l'observation de laminations entrecroisées.

Terrasse 3

La terrasse T3 se situe à l'ouest du pull-apart de Kamil (Fig. 6.11). Cette terrasse est divisée en deux parties qui sont séparées par une importante incision. La première partie située à l'ouest de l'incision et nommée T3A (Fig. 6.16) culmine à une altitude de 400 m soit environ 100 m au-dessus de la rivière Kızılırmak. La seconde partie se situe à l'est de l'incision et culmine à 430 m. Cette partie de la terrasse, nommée T3B, présente un profil de pente plus plat que la première partie de la terrasse (Fig. 6.16). Le segment principal de la Faille Nord Anatolienne décale l'incision qui sépare les deux parties de la terrasse. Un deuxième segment décrochant peut également être observé au pied du champ jusqu'à une petite incision (traits rouges en pointillés sur l'image Ikonos interprétée de la Fig. 6.16). Ce segment n'est pas assez actif pour décaler l'incision découpant la terrasse. Nous avons, lors de deux missions, échantillonné 18 cailloux à la surface de ces deux terrasses en essayant d'être le plus loin possible de la pente Nord de la terrasse et du champ. Un affleurement de socle a été observé (point blanc sur la Fig. 6.16 et photo en bas à gauche de la Fig. 6.17) ainsi que les alluvions Quaternaires de la carte géologique (Fig. 6.9).

6.2 Zone d'étude de la rivière Kızılırmak et de ses terrasses préservées

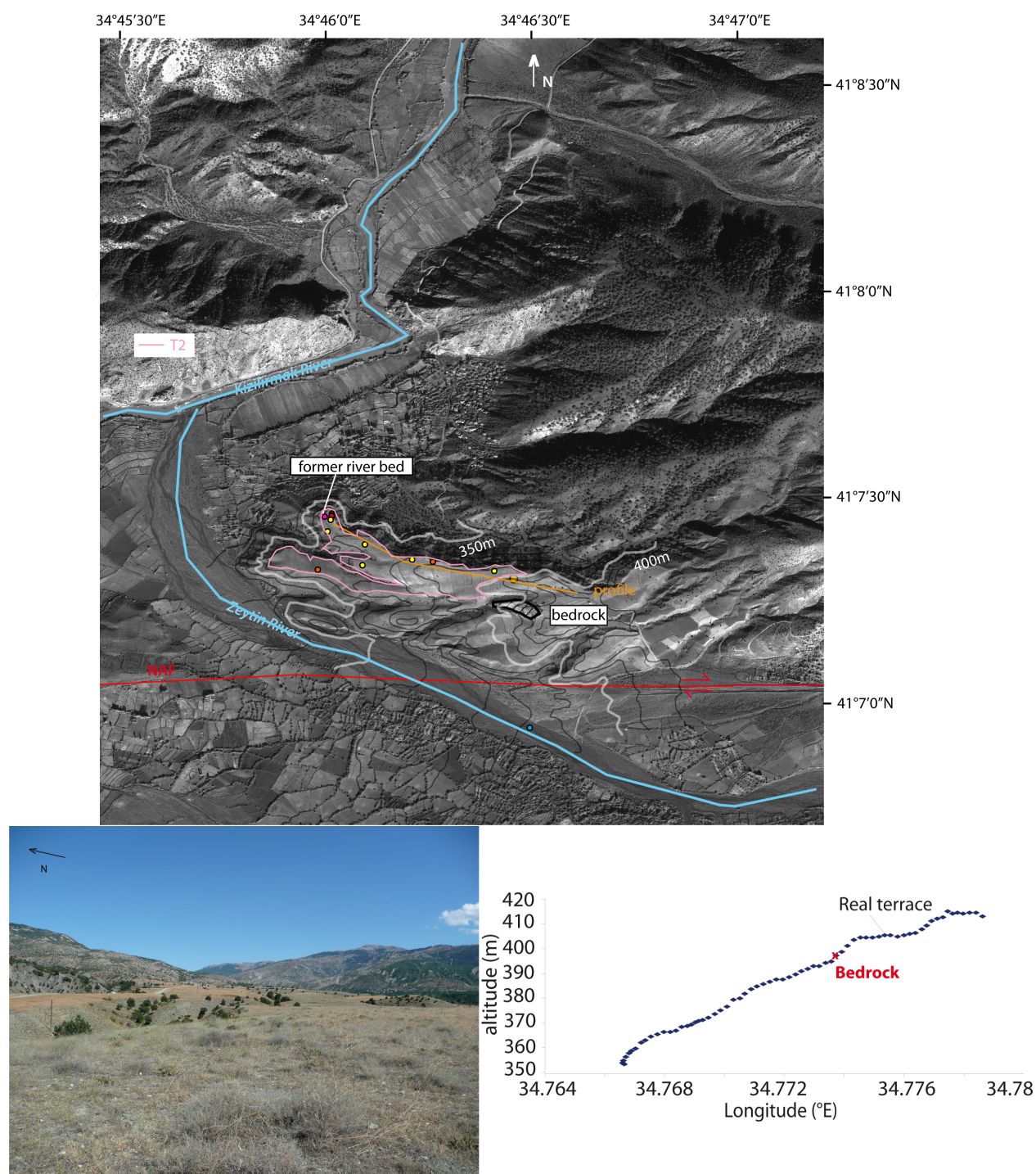


FIG. 6.14 – Photographie Ikonos de la terrasse T2. La photographie montre le trajet de la FNA (en rouge), la localisation des échantillons prélevés (en points colorés) ainsi que les courbes de niveau. Le profil de pente dessiné se situe le long de la route et est indiqué en trait orange. En-dessous, photo de terrain de la terrasse T2 ainsi que le profil de pente indiqué en orange sur l'image Ikonos.

6.2 Zone d'étude de la rivière Kızılırmak et de ses terrasses préservées

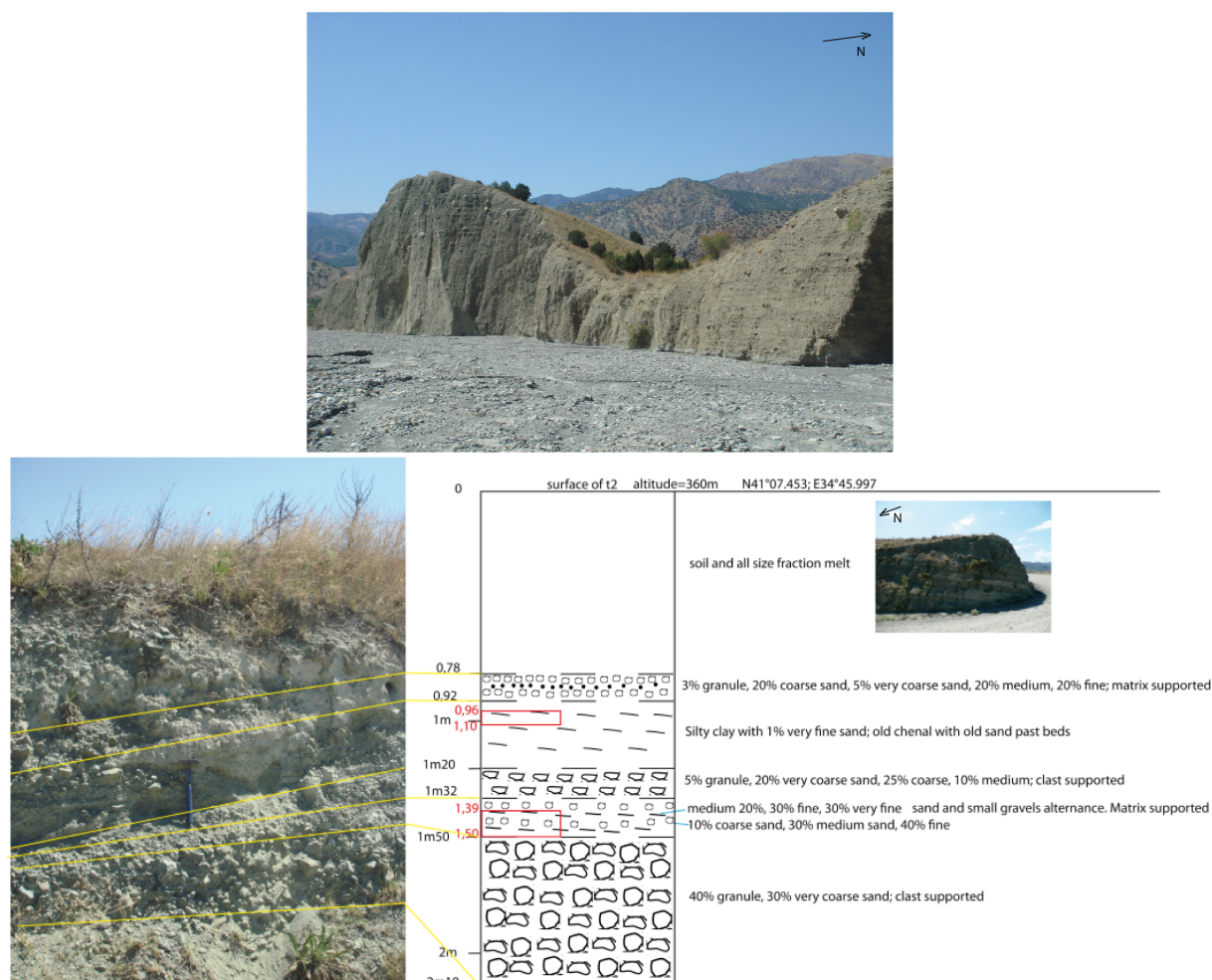


FIG. 6.15 – Photographies de la terrasse T2. La photo de gauche représente l'incision qu'a subie la terrasse. La photo de droite montre la surface de cette terrasse depuis sa terminaison SE.

6.2 Zone d'étude de la rivière Kızılırmak et de ses terrasses préservées

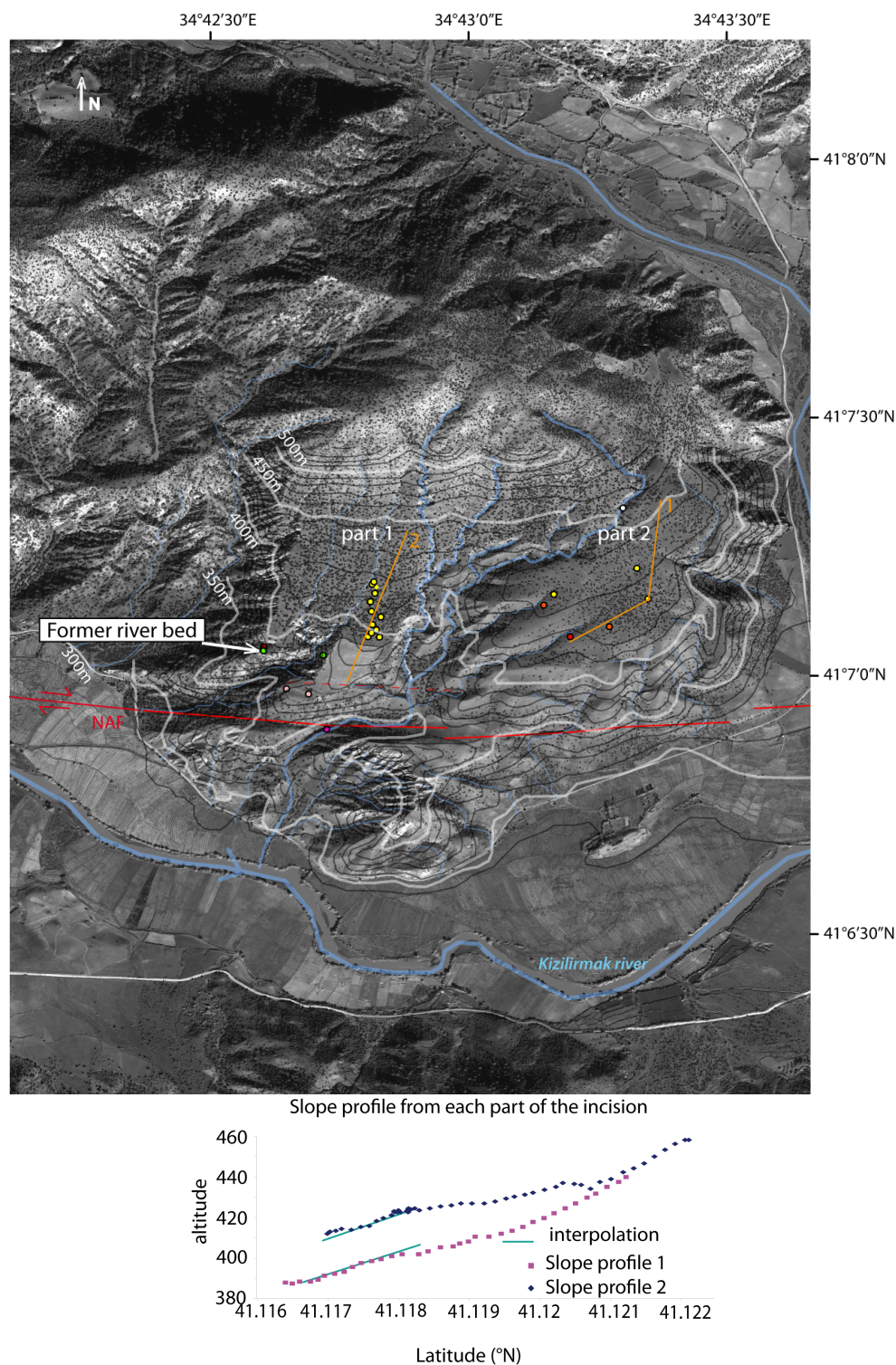


FIG. 6.16 – Image Ikonos interprétée de la terrasse T3. Les incisions sont indiquées en bleu, les échantillons par des points jaune, orange et rouge. Les points roses représentent des affleurements de socle et les points verts des coupes de la terrasses observées. Les profils de pente de chaque côté de l'incision sont indiqués par des traits oranges.



FIG. 6.17 – Images prises de la terrasse T3. En haut à gauche : La photo de terrain représente la terrasse T3B vue depuis la surface T3A. On remarque une légère différence de hauteur. L'image en haut à droite représente la surface d'échantillonnage de T3A. L'image en bas à gauche représente la transition surface alluviale-bedrock. L'image en bas à droite représente la surface d'échantillonnage et les alluvions Quaternaire Q1 indiqués sur la carte géologique (Fig. 6.9).

6.2.4 Etude des vitesses d'érosion de lits se jetant dans le rivière Kızılırmak

Dans le cadre de cette étude, nous avons également échantillonné dix lits de rivières actifs. Ils se situent le long de la rivière Kızılırmak ou de ses affluents (Fig. 6.18). Parmi ces lits 5 échantillons (l6 à l10) sont des petites rivières qui vont se jeter dans la rivière plus importante, la Devres (lit 5). Cette dernière est un affluent de la rivière Kızılırmak (lit 1), tout comme la rivière Zeytin au pied de la terrasse T2 (lit 2). Tous ces échantillons ont été prélevés afin d'étudier par la méthode du ^{10}Be les vitesses d'érosion le long de ces rivières. La description des trois

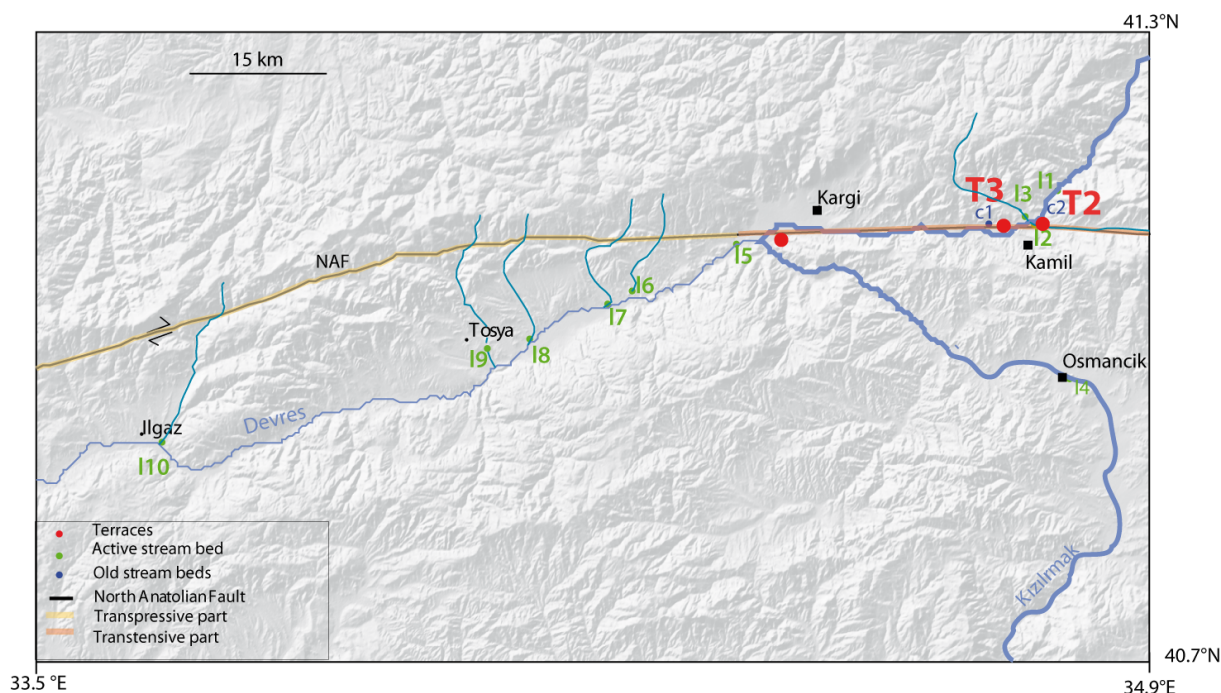


FIG. 6.18 – Srtm90 de la région étudiée. Les lits de rivières actifs échantillonnés sont indiqués en vert. Les terrasses décrites auparavant en rouge et les principales rivières en bleu.

terrasses ainsi que la position des lits de rivières nous seront par la suite utiles pour analyser les résultats des datations obtenues sur les échantillons. Nous allons à présent décrire par terrasse les échantillons analysés, les types de méthodes utilisées et l'interprétation des âges obtenus.

6.3 Traitement des données et analyse

Dans la partie suivante nous allons présenter les données d'âges obtenus pour chaque terrasse pour chaque échantillon. Quand nécessaire, nous indiquerons également les échantillons qui ont été datés par différentes méthodes. L'utilisation conjointe de plusieurs isotopes sur les mêmes échantillons ou sur des échantillons datant la même surface peut être un indicateur de l'histoire d'exposition de la surface. Cela peut aussi permettre d'effectuer un test sur la cohérence des méthodes entre elles comme la datation par isotopes cosmogéniques est un outil récent de datation et les valeurs des taux de productions sont encore sujettes à débats. En effet, si le nombre d'atomes de chaque isotope utilisé est homogène alors la dispersion d'âge serait probablement plus liée à des problèmes géomorphologiques qu'analytiques.

Une fois le traitement chimique effectué sur la roche et son passage au spectromètre par accélération, des âges peuvent être déterminés comme présenté plus haut. L'ensemble des âges et leurs erreurs associées obtenu sur une surface à dater peut être représenté comme une somme de probabilité sous forme d'une gaussienne (Deino and Potts, 1992; Daëron et al., 2004; Le Dortz et al., 2011). Cette probabilité s'exprime selon la formule de Taylor :

$$P_{sum}(t) = \sum_i \frac{e^{(-t-a_i)^2/2\sigma_i^2}}{\sigma_i\sqrt{2\pi}} \quad (6.9)$$

avec t le temps, a_i l'âge d'exposition de l'échantillon et σ_i l'écart type. L'âge de la surface sera alors obtenu au sommet de la gaussienne avec sa barre d'erreur correspondant à deux fois σ_i (95%).

Une dispersion ou une distribution pluri-modale peuvent être observées. Dans ce cas, certains échantillons dont l'âge est très différent de la moyenne statistique peuvent être éliminés et être considérés comme des outliers. Brown et al. (2005) a suggéré, dans le cas d'une distribution pluri-modale, de prendre les âges les plus vieux pour contraindre l'âge de la moraine car la surface a pu avoir été affectée par des processus post-dépôt tels l'érosion. Dans d'autres cas, comme les surfaces alluviales, les échantillons peuvent présenter un héritage variable et on peut considérer que les âges les plus jeunes sont ceux présentant le moins d'héritage et donc les plus représentatifs de l'âge d'abandon de la terrasse (Meriaux et al., 2005; Vassallo et al., 2007; Le Dortz et al., 2009).

6.3.1 Terrasse 1

Nous avons contraint l'âge de la terrasse T1, située au niveau du pull-apart de Kargı, à l'aide de six échantillons que nous avons datés par les trois méthodes. Parmi ces échantillons, quatre ont été datés uniquement par la méthode du chlore ^{36}Cl , un par la double méthode du ^{10}Be et ^{26}Al et enfin un par la triple méthode ^{36}Cl , ^{10}Be et ^{26}Al . Le tableau 6.4 est un récapitulatif pour chaque échantillon de sa position, altitude, épaisseur et résultats obtenus. Les résultats obtenus sur cette terrasse montrent une assez grande disparité avec une distribution bi-modale (Figs. 6.19 et 6.20). Sur six échantillons trois sont en effet assez anciens avec une moyenne d'âge d'environ 30 000 ans, deux ont des âges d'environ 6000 ans et le dernier présente un âge intermédiaire. Il sera considéré comme un outlier. Les échantillons plus anciens peuvent être liés à un phénomène de contamination d'une terrasse plus ancienne (indiquant qu'ils contiennent de l'héritage). Les âges les plus jeunes sont considérés les plus représentatifs car ils ont à priori moins d'héritage. L'âge de 6000 ans correspond à une période de forte déglaciation (Finne et al., 2011) avec la présence importante de sédiments dans le système fluvial. Cette terrasse pourrait donc être un équivalent des terrasses marines Holocène retrouvées sur le pourtour Méditerranéen (Armijo et al., 1996; Antonioli et al., 2007; Schulte et al., 2008). En effet, on peut s'attendre à retrouver également ce type de terrasses le long des grands fleuves de la région. Par ailleurs, en considérant que cette terrasse est Holocène et sachant qu'elle se situe 30 m au-dessus de la rivière Kızılırmak, nous pouvons estimer une première valeur de vitesse d'incision de 3 mm/an sur cette période. Cette vitesse correspond à une incision importante et serait 30 fois plus importante que la vitesse trouvée par Doğan (2011) par la méthode Argon/Argon

6.3 Traitement des données et analyse

en Cappadoce. Cette différence peut s'expliquer par le fait que la zone de notre étude se situe dans une région moins aride que le plateau Anatolien. Une différence expérimentale peut aussi expliquer cet écart aussi important.

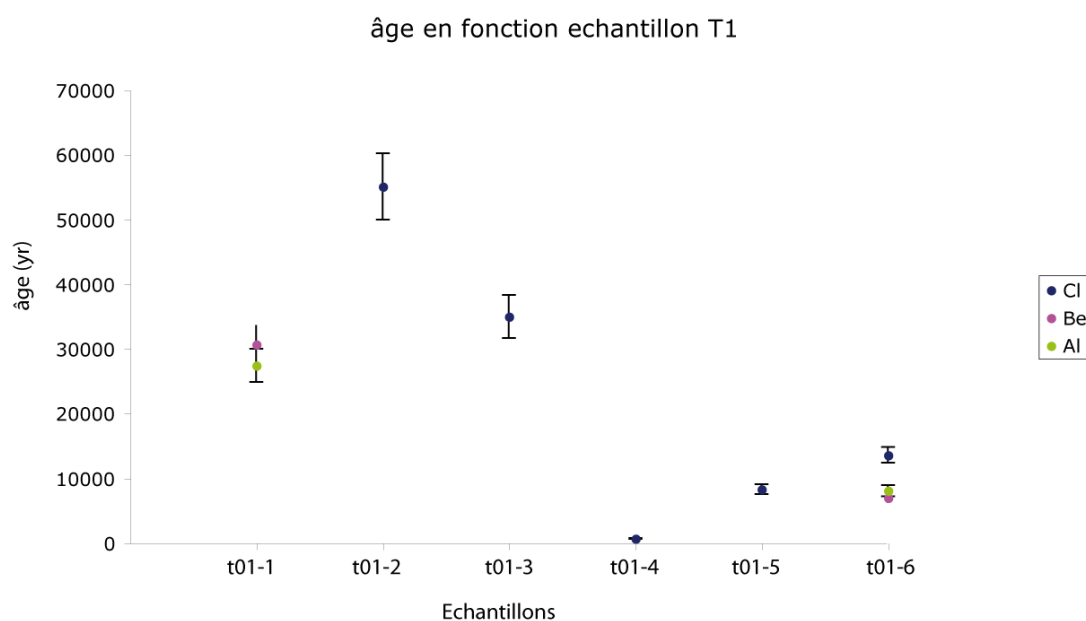


FIG. 6.19 – Plot de comparaison entre les échantillons et leur âge.

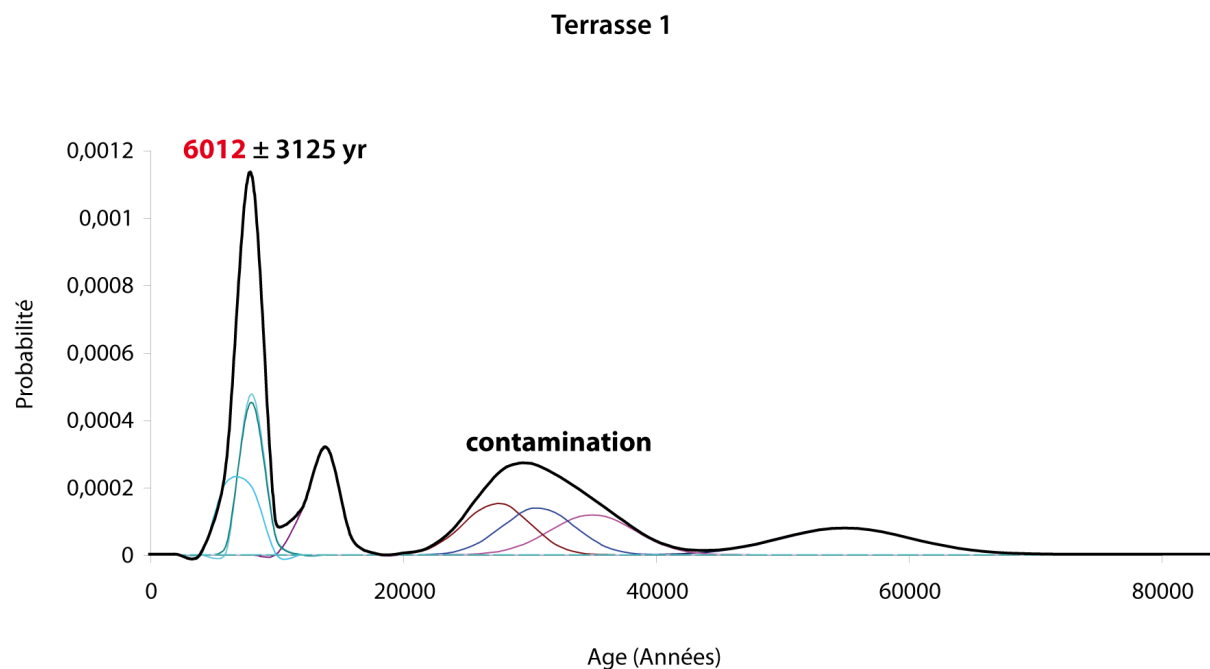


FIG. 6.20 – Gaussienne de distribution des âges de la terrasse 1.

6.3.2 Terrasse 2

Parmi les 14 galets échantillonnés sur la terrasse T2 (Fig. 6.14), cinq ont été datés par la triple méthode ^{10}Be , ^{26}Al et ^{36}Cl et un par la double méthode ^{10}Be et ^{26}Al (Fig. 6.21 et Table. 6.4). Lorsque les échantillons sont datés par les trois isotopes, on remarque que les datations obtenues par la méthode du Chlore 36 sont systématiquement plus âgées alors que les âges Béryllium 10 et Aluminium 26 sont concordants. Les échantillons t02-1 à t02-4 se situent sur la partie haute de la terrasse en aval du socle (Fig. 6.23). Le profil de pente présenté en Figure. 6.14 nous indique également qu'ils se situent sur la partie la plus haute et la plus plane de la terrasse. Les autres échantillons se situent en aval du socle et présentent une dispersion d'âge plus importante et des âges assez anciens. Comme la partie supérieure de la terrasse est la plus plane et présente les âges les plus jeunes, nous allons considérer que les âges obtenus sur sa surface sont représentatifs de l'abandon de cette dernière et qu'ils ont subi une assez faible contamination. Les âges les plus anciens que nous avons obtenus sur la terrasse se situent tous au même endroit au niveau de la route. Ils se positionnent sur une partie très plane de la terrasse au-dessus de l'ancien chenal observé. Comme ces âges sont très différents des autres âges obtenus, nous pensons qu'il s'agit de galets remis à la surface lors du dégagement de la voie pour la route. Leur âge plus ancien s'expliquerait par un phénomène d'héritage.

Afin d'obtenir l'âge de la terrasse, nous avons tracé la gaussienne de distribution pour chaque isotope utilisé (Fig. 6.22). Les échantillons sortant de la moyenne globale des âges ont été retirés. Pour le chlore, les quatre échantillons les plus anciens ont été retirés, pour le ^{26}Al et le ^{10}Be un échantillon a été retiré. La distribution d'âge est du même ordre de grandeur pour les isotopes ^{10}Be et ^{26}Al et sont plus vieux pour le chlore 36. Si l'on considère que les âges obtenus sont plus âgés car associés à une dérive expérimentale au niveau de la technique du chlore 36, alors on peut considérer que l'âge d'abandon de la terrasse est de l'ordre de $49\,000 \pm 15\,000$ ans. Les quatre échantillons retirés donnaient une distribution d'âge de $104\,093 \pm 33\,104$ ans. Pour le ^{10}Be , un deuxième cluster d'âge peut être observé et donne des âges autour de 70 000 ans. Ces âges semblent montrer que les échantillons ont subi une pré-exposition et confirmerai l'échantillonnage d'un remblais comme les échantillons se situent au niveau où la route commence à présenter une forte pente.

En considérant (1) pour la terrasse T2, un âge d'abandon de 50 000 ans et qu'elle se situe à une altitude de 405m et (2) que la terrasse T1 présente un âge d'abandon de 10 000 ans et qu'elle se situe à une altitude de 375 m, alors une estimation de la vitesse d'incision peut être estimée. On obtient 1.2 mm/an soit cinq fois moins que depuis le début de l'Holocène. Cela confirmerait que durant cette période la capacité de transport de sédiment était faible. Si à présent, en se plaçant au niveau de l'ancien chenal et que l'on considère que la rivière se situait 60 m au-dessus du lit de la rivière actuelle, nous obtenons également une vitesse d'incision de l'ordre de 1.2 mm/an.

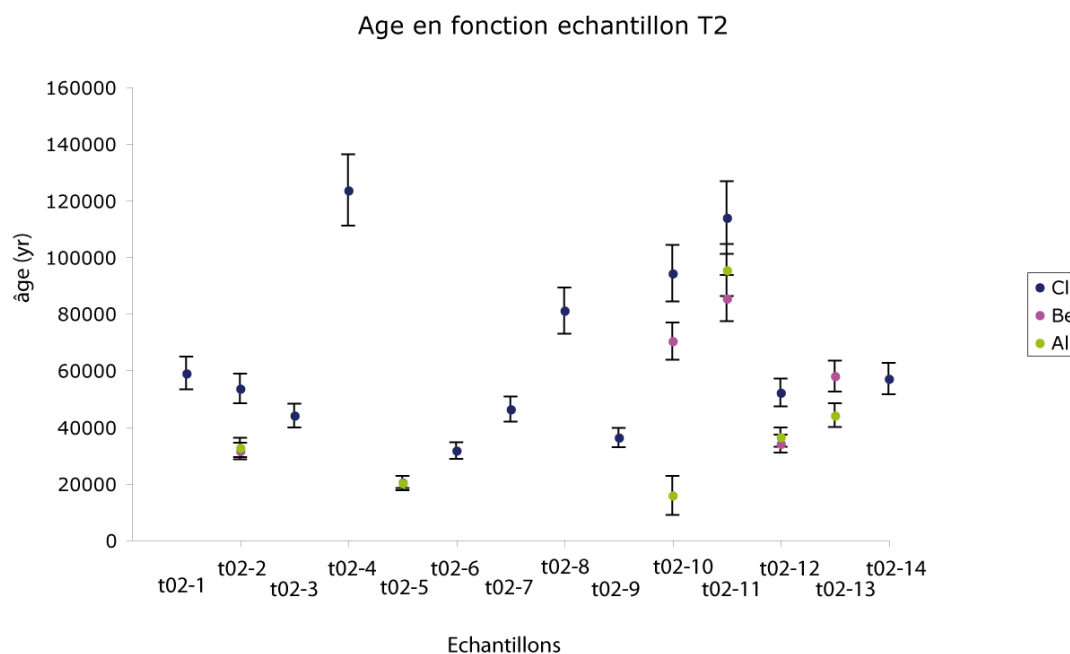


FIG. 6.21 – Plot de comparaison entre les échantillons et leur âge.

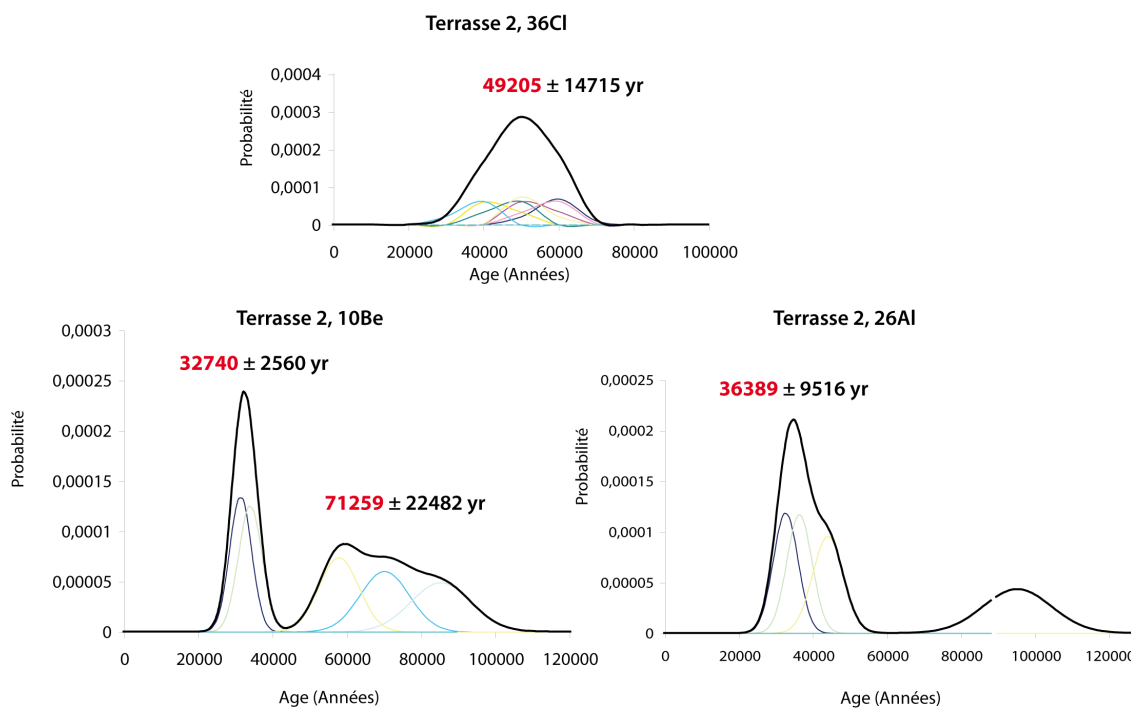


FIG. 6.22 – Gaussienne de distribution des âges de la terrasse 2 pour les différentes méthodes utilisées

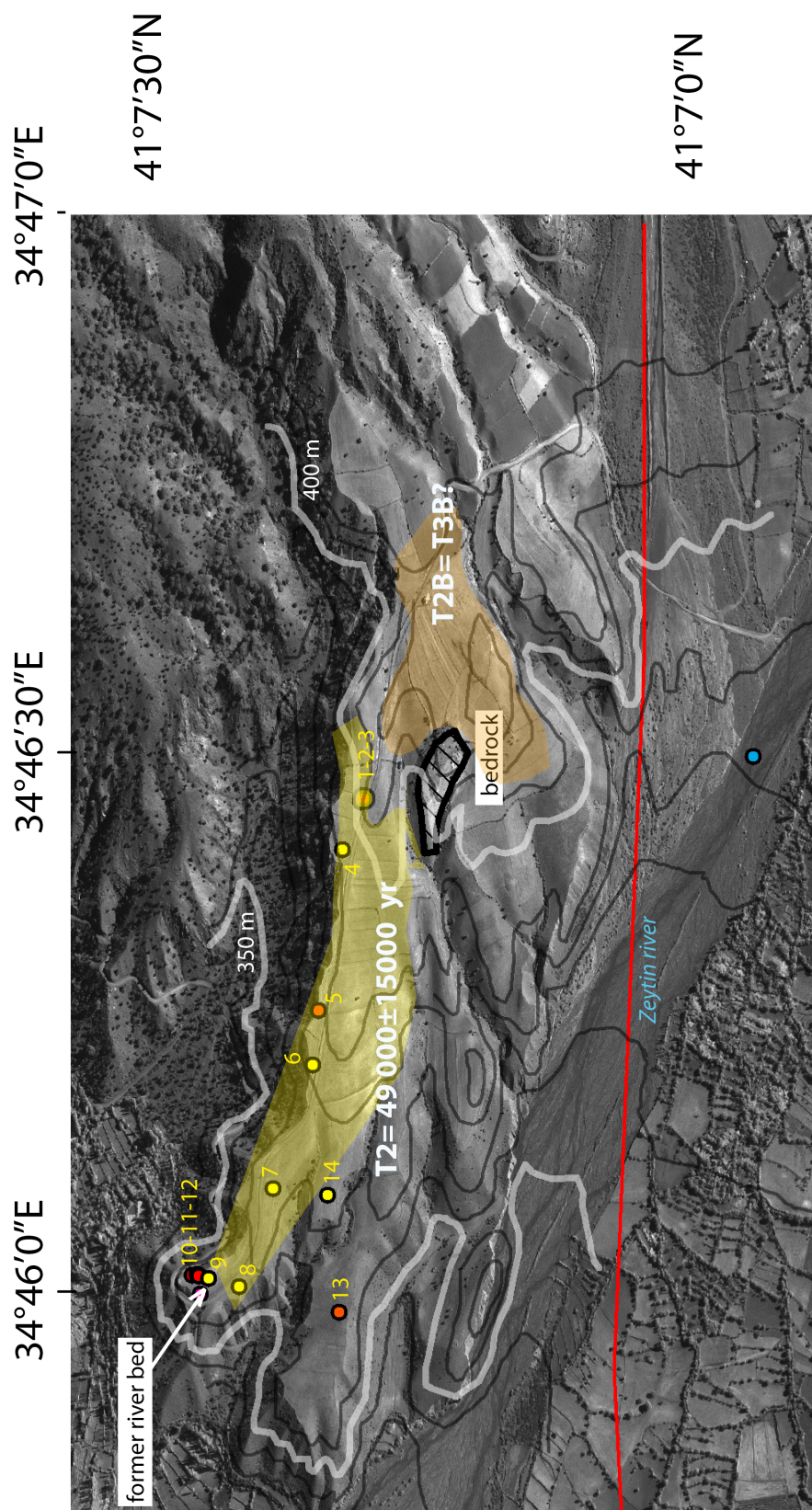


FIG. 6.23 – Localisation des échantillons et cartographie de la terrasse T2.

6.3.3 Terrasse 3

Parmi les 18 galets échantillonnés sur la terrasse T3, 3 ont été datés par la triple méthode du ^{10}Be , ^{26}Al et ^{36}Cl . Ils se situent tous sur la partie supérieure T3B de la terrasse (Fig. 6.24, Table. 6.4) et les résultats chlore 36 présentent encore systématiquement un âge plus vieux que les âges ^{10}Be et ^{26}Al . La distribution des âges en fonction de l'échantillon considéré montre que trois clusters distincts sont présents (Fig. 6.24). Le premier concerne tous les échantillons t03-1 à t03-6 situés sur la terrasse T3B et présente des âges élevés. Un deuxième concerne les échantillons 7 à 12 situés sur la partie avant de la terrasse T3A et présente des âges autour de $50\,000 \pm 15\,000$ ans. Enfin une zone intermédiaire entre ces groupes d'échantillons est visible et concerne les échantillons 1 à 6. Ces échantillons sont disposés sur une pente entre les altitudes de 410 et 425 m à la transition entre une pente faible et une pente plus importante (Figs. 6.24 et 6.26). De plus, les âges de ces galets sont graduels et rajeunissent plus on s'approche de la pente forte de la terrasse. Ils constituent donc des débris de cône alluvial à pente faible. Le reste de la terrasse T3A positionnée en-dessous de ces échantillons a pu également être remaniée par la pente.

Pour estimer l'âge d'abandon de ces deux terrasses T3B et T3A nous avons tracé la gaussienne de distribution pour l'isotope chlore 36 et la gaussienne pour les deux isotopes ^{10}Be et ^{26}Al . Les deux derniers ont été représentés ensemble car ils ne présentent pas de grand écart d'âge et que nous n'avons que trois datations par cette méthode. La distribution des âges par le chlore 36, en ayant enlevé les échantillons provenant de la pente, montre une distribution bimodale (Fig. 6.27). Le premier pic correspond à la partie préservée de la terrasse T3A et indique un âge d'abandon de la surface par la rivière de $50\,000 \pm 15\,000$ an. Le deuxième pic correspond à la terrasse T3B et nous indique un âge d'abandon de $90\,000 \pm 10\,000$ an. Pour cette terrasse l'âge d'abandon de la terrasse obtenu par les isotopes ^{10}Be et ^{36}Cl est de $76\,000 \pm 10\,000$ an (Fig. 6.27).

Le galet échantillonné au niveau de l'ancien lit de rivière localisé sur la figure 6.26, a des dimensions importante (11x9x5 cm) et présente une forme arrondie indiquant un dépôt fluviatile. Seule une rivière avec un débit important peut transporter un galet avec ces dimensions. Nous admettrons qu'il a été déposé par la rivière Kızılırmak car elle est la seule rivière assez importante de la région pour éroder et transporter ces galets. Cela signifie également que nous avons l'altitude exacte d'un paléoniveau de la rivière. Nous pouvons donc calculer un taux d'incision. Le paléoniveau se situe à une altitude de 395 m soit 95 m au-dessus du lit actuel de la rivière. Il se situe également au-dessus de la terrasse T3A. Deux explications sont possibles : (1) ce paléoniveau représente l'ancien lit de rivière au moment de l'abandon de la terrasse T3B, (2) nous avons une terrasse diachronique car le bas de la terrasse T3A correspondrait à la terrasse T2 et que la partie haute de T3A serait situé à la même hauteur que le paléoniveau. Un diachronisme serait possible pour une vitesse d'incision assez faible. Si on considère avoir une terrasse diachronique de 50 000 ans et située à 395 soit 95 m au-dessus du lit actuel, nous aurions une vitesse d'incision de 2 mm/an ce qui correspond à la vitesse calculée pour T2.

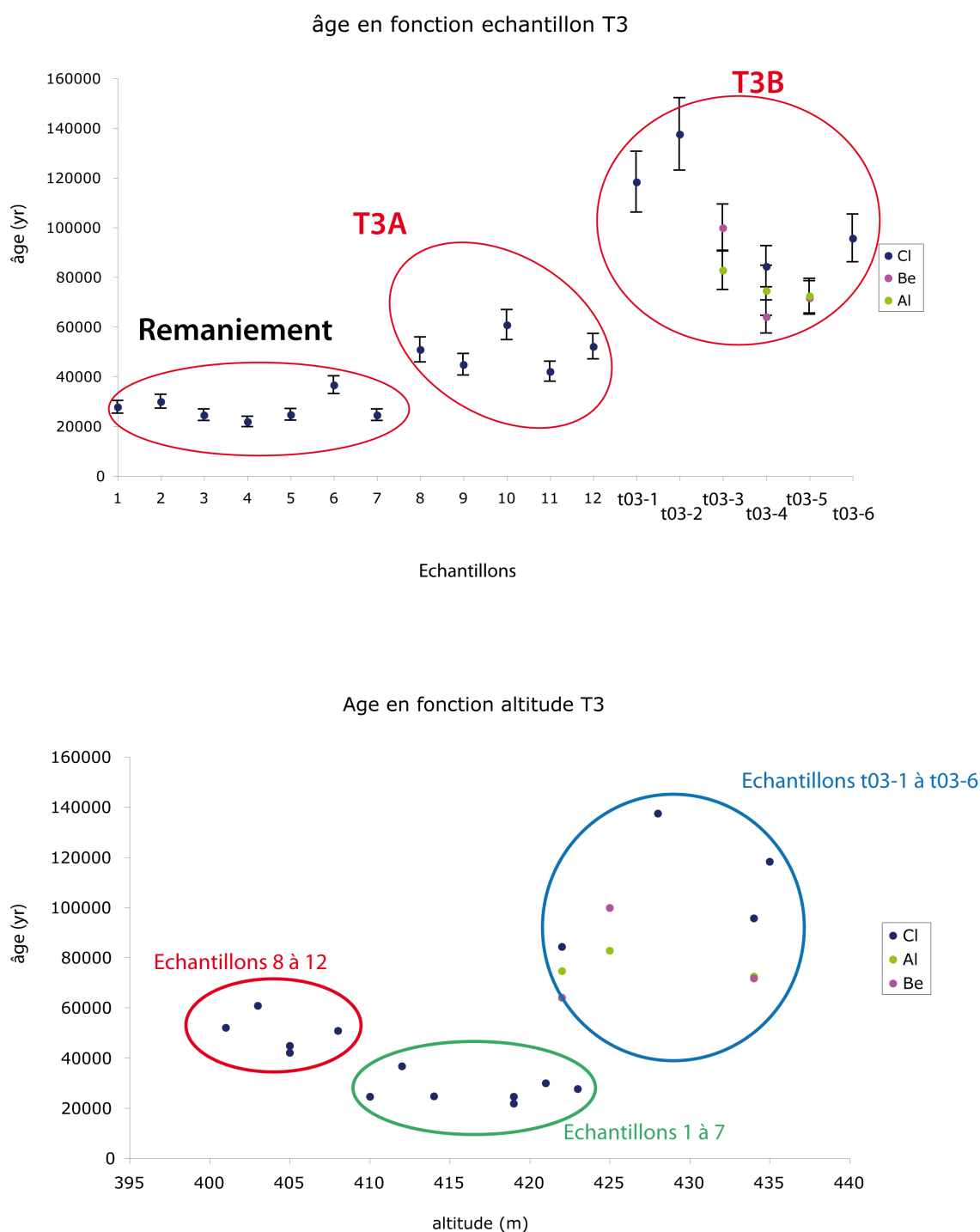


FIG. 6.24 – Plot de comparaison entre les échantillons et leur âge.

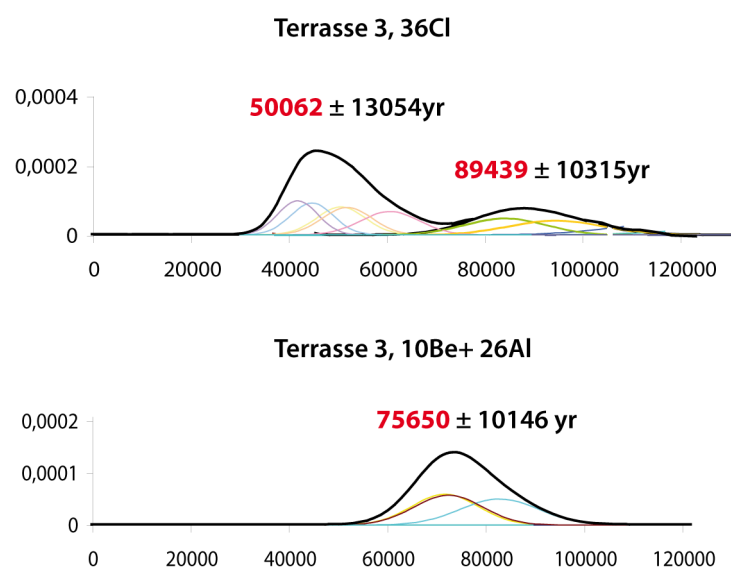


FIG. 6.25 – Gaussienne de distribution des âges de la terrasse 3 pour les différentes méthodes utilisées.

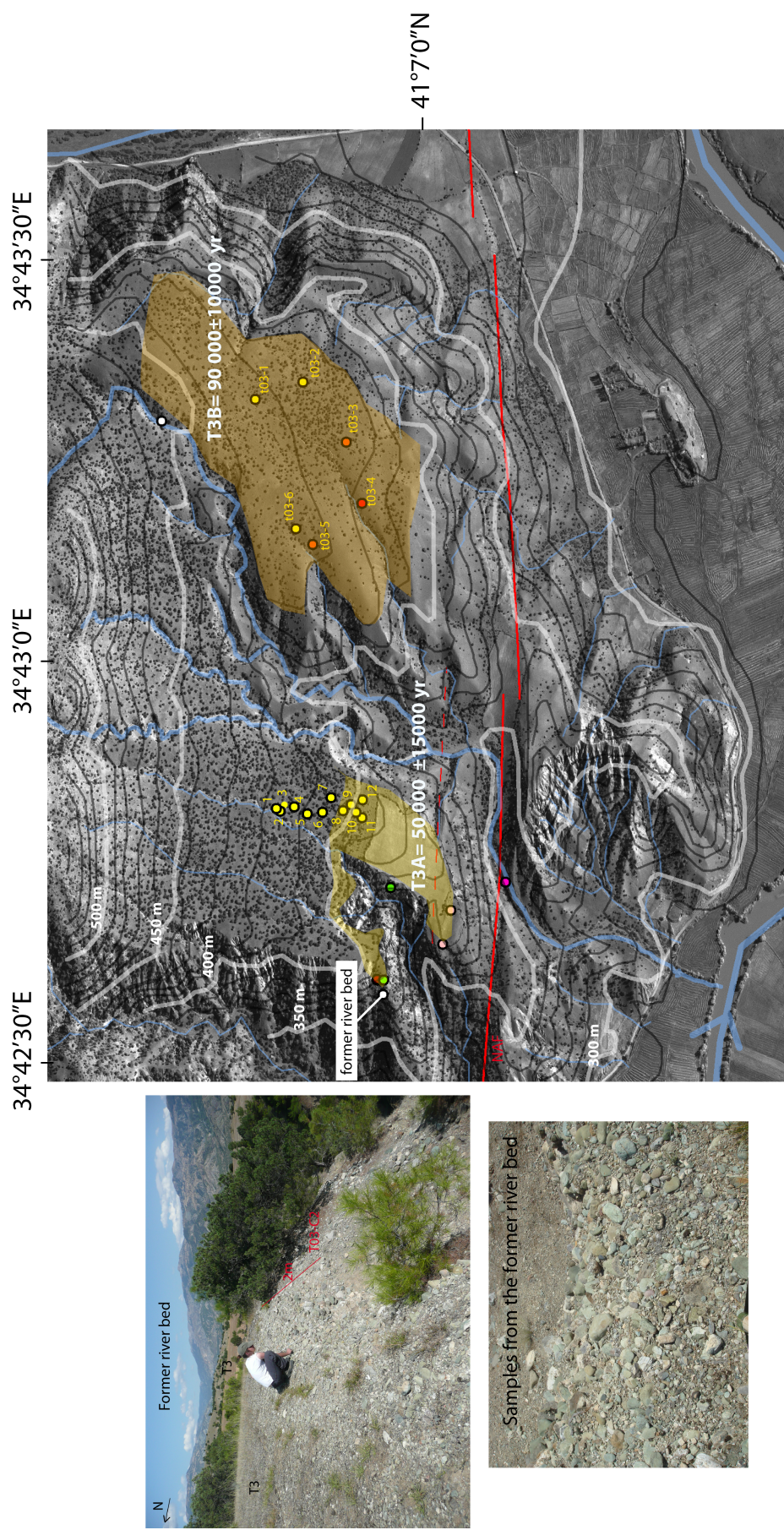


FIG. 6.26 – Localisation des échantillons et cartographie de la terrasse T3.

6.4 Conclusions

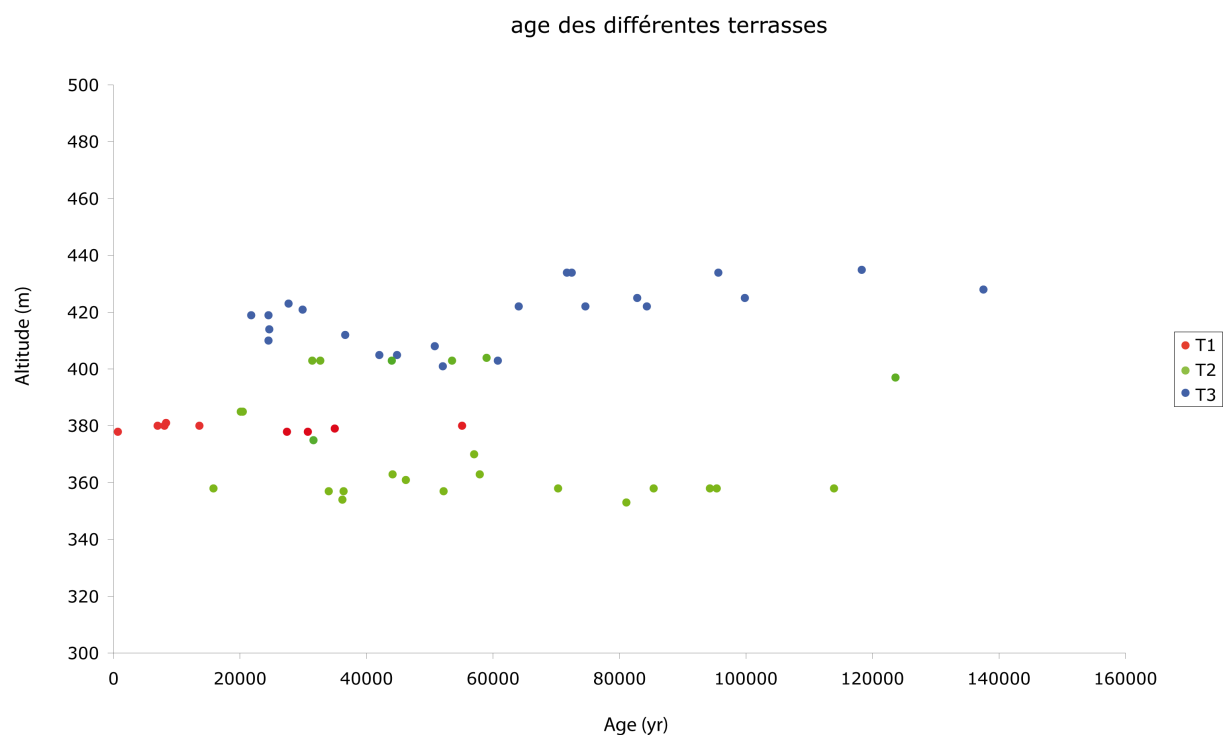


FIG. 6.27 – Age en fonction de l'altitude pour les trois terrasses étudiées.

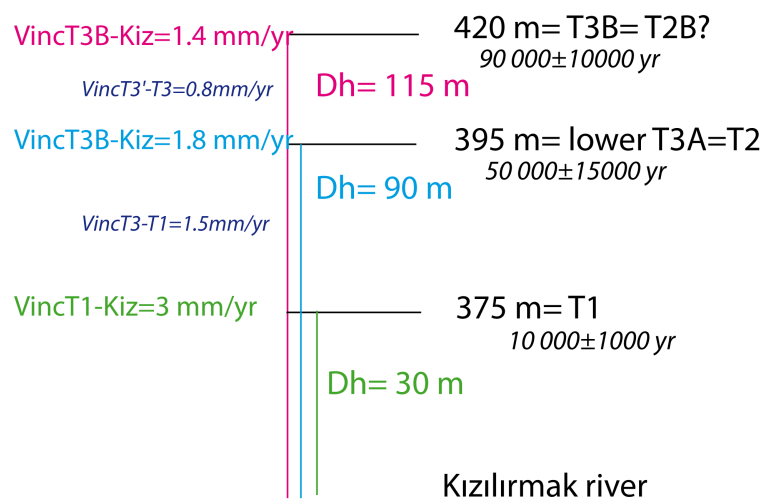


FIG. 6.28 – Comparaison des variations des vitesses d'incision de la rivière Kizilirmak sur 100 000 ans.

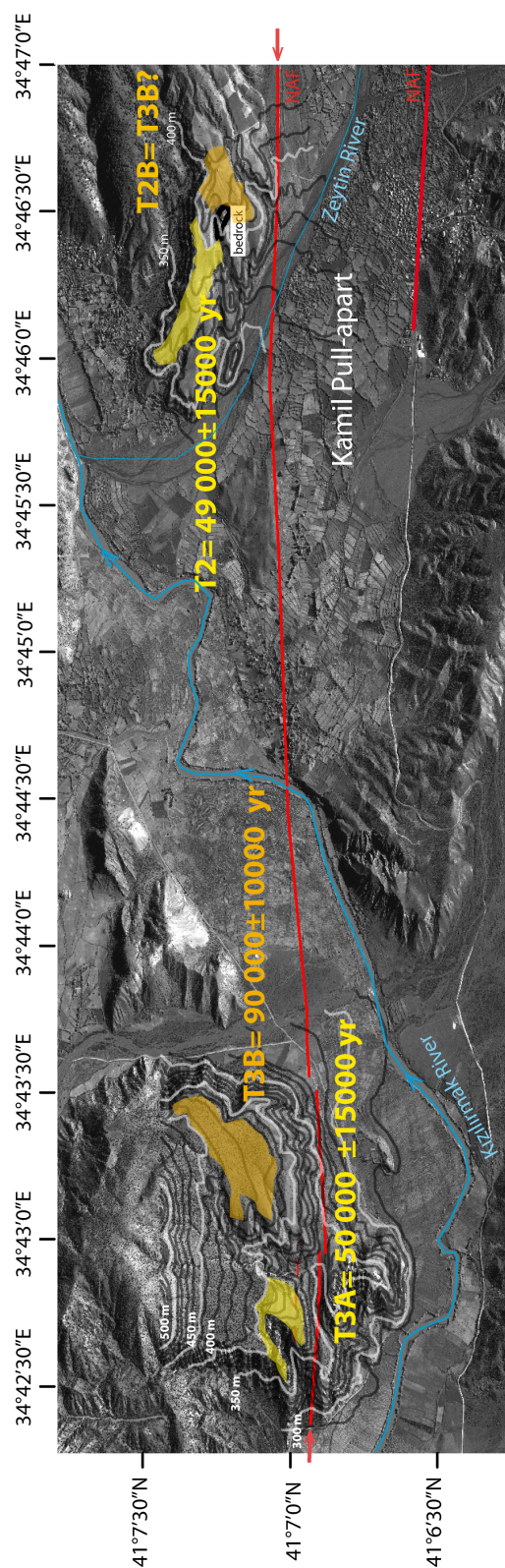


FIG. 6.29 – Résumé des âges obtenus sur les terrasses T2 et T3 et cartographie de la zone.

6.4 Conclusions

L'étude par les isotopes cosmogéniques ^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl de trois terrasses préservées le long de la rivière Kızılırmak au niveau de son décalage par la faille Nord Anatolienne a permis d'étudier l'évolution des vitesses d'incision de la rivière Kızılırmak sur les derniers 100 000 ans ainsi que de comparer les âges obtenus par les trois méthodes de datations par isotopes cosmogéniques déterminés sur les même échantillons.

Les âges obtenus par la méthode ^{36}Cl sont systématiquement plus anciens que ceux obtenus par les méthodes couplées ^{10}Be et ^{26}Al . Ces deux derniers isotopes montrent de plus une bonne concordance entre les valeurs obtenues. Cette différence peut donc provenir d'un problème de calibration entre les deux méthodes et notamment sur la détermination du taux de production. Une fois l'âge des terrasses obtenu et grâce aux altitudes respectives des terrasses par rapport à la rivière Kızılırmak, nous avons pu faire une première estimation des changements de vitesses d'incision sur les derniers 100 000 ans. La terrasse 3 a pu être intégrée à ces calculs par la présence d'un paleoniveau de la rivière Kızılırmak. On a pu remarquer qu'entre 90 000 et 50 000 ans, la vitesse d'incision de la rivière est relativement faible avec 0,8 mm/an et que la vitesse d'incision a augmenté depuis 50 000 ans pour atteindre aujourd'hui 3 mm/an (Fig. 6.28). Les valeurs obtenues par Doğan (2011) sont assez faibles comparé à ce taux d'incision et ne semblent de plus pas représentatives des vitesses sur le long terme de la rivière.

Sample name	Lat (°N)	Long (°E)	Alt. (m)	Ep. (cm)	¹⁰ Be Prod. Rate (at/g/yr)	¹⁰ Be (at/g qz)	²⁶ Al (prod.rate spall at/g/yr)	²⁶ Al (at/g qz)	¹⁰ Be age (yr)	²⁶ Al age (yr)	Cl (ppm)	³⁶ Cl at/g Ca	³⁶ Cl age (yr)
T01-1	41.0836	34.4002	378	8	5.49	191539 ± 5556	37.07	1025580 ± 34326	30713 ± 2842	27444 ± 2595			
T01-2	41.0836	34.4168	380	4							10	1603936 ± 31797	55084 ± 5124
T01-3	41.0836	34.4168	379	15							10	971897 ± 19267	34999 ± 3348
T01-4	41.0669	34.4168	378	16							11	17555 ± 348	669 ± 61
T01-5	41.0836	34.4168	381	23							19	215347 ± 4272	8305 ± 776
T01-6	41.0836	34.4168	380	5.5	5.62	44880 ± 2355	37.91	312270 ± 20096	6987 ± 711	8088 ± 878	22	470912 ± 9335	13630 ± 1203

TAB. 6.2 – tableau des âges de la terrasse 1

TAB. 6.3: Nombre d'atomes et âges obtenus pour les échantillons de la terrasse 2 selon les différentes méthodes utilisées.

Sample name	Lat (°N)	Long (°E)	Alt. (m)	Ep. (cm)	¹⁰ Be Prod. Rate (at/g/yr)	¹⁰ Be (at/g qz)	²⁶ Al (prod.rate spall at/g/yr)	²⁶ Al (at/g qz)	¹⁰ Be age (yr)	²⁶ Al age (yr)	Cl (ppm)	³⁶ Cl at/g Ca	³⁶ Cl age (yr)
T02-1	41.1168	34.7668	404	7							4	1503315± 29793	58913 ± 5730
T02-2	41.1168	34.7668	403	4.5	5.78	206165 ± 6601	39.01	1279914 ± 64627	31460 ± 2943	32693 ± 3347	39	1402934 ± 27847	53513 ± 5221
T02-3	41.1168	34.7668	403	4							15	1207116 ± 23937	43959 ± 4233
T02-4	41.1168	34.7668	397	8							7	3175689 ± 62945	123548 ± 12619
T02-5	41.1168	34.7667	385	6.5	5.60	130471 ± 7378	37.78	770359 ± 70555	20469 ± 2136	20156 ± 2574			
T02-6	41.1168	34.7667	375	5							23	880794 ± 17471	31631 ± 2928
T02-7	41.1168	34.7667	361	5							18	1169821 ± 23204	46235 ± 4457
T02-8	41.1168	34.7667	353	5							19	2020039 ± 40071	81091 ± 8135
T02-9	41.1168	34.7667	354	9							6	916271 ± 18160	36171 ± 3408

6.4 Conclusions

T02-10	41.1168	34.7667	358	5	5.54	435756 ± 13488	37.36	599561 ± 253492	70259 ± 6633	15820 ± 6891	10	2311750 ± 45812	94310 ± 9962
T02-11	41.1168	34.7667	358	8	5.40	514500 ± 16801	36.44	3372687 ± 97315	85400 ± 8155	95342 ± 9224	31	2388630 ± 47345	113877 ± 12838
T02-12	41.1168	34.7667	357	8	5.40	208273 ± 6429	36.41	1329743 ± 39078	34020 ± 3172	36389 ± 3408	20	1393847 ± 27634	52174 ± 4876
T02-13	41.1168	34.7503	363	4	5.61	365127 ± 10523	37.84	1665464 ± 51835	57913 ± 5404	44113 ± 4175			
T02-14	41.11676	34.7667	370	5							5	1448844 ± 28714	57013 ± 5541

TAB. 6.4: Nombre d'atomes et âges obtenus pour les échantillons de la terrasse 3 selon les différentes méthodes utilisées.

Sample name	Lat (°N)	Long (°E)	Alt. (m)	Ep. (cm)	¹⁰ Be Prod. Rate (at/g/yr)	¹⁰ Be (at/g qz)	²⁶ Al (prod.rate spall at/g/yr)	²⁶ Al (at/g qz)	¹⁰ Be age (yr)	²⁶ Al age (yr)	Cl (ppm)	³⁶ Cl at/g Ca	³⁶ Cl age (yr)
1	41.1197	34.7136	423	5							21	858226 ± 19143	27638 ± 2608
2	41.1196	34.7135	421	5							19	841321 ± 18765	29861 ± 2784
3	41.1195	34.7136	419	4							2	756215 ± 16855	24511 ± 2335
4	41.1193	34.7136	419	6							5	679999 ± 15157	21829 ± 2038
5	41.1191	34.7135	414	8							5	728233 ± 16232	24635 ± 2337
6	41.1187	34.7135	412	3.5							7	1063176 ± 23702	36648 ± 3533
7	41.1186	34.7138	410	7.5							6	719508 ± 16038	24504 ± 2316
8	41.1183	34.7136	408	4.5							1	1627009 ± 36262	50753 ± 4966
9	41.1181	34.7137	405	8							7	1423193 ± 31725	44824 ± 4341

6.4 Conclusions

10	41.1181	34.7135	403	5									19	1811455 ± 40408	60780 ± 5958
11	41.1179	34.7134	405	10									2	1298191 ± 28934	41917 ± 4061
12	41.1179	34.7138	401	5									5	1510506 ± 33669	52034 ± 5084
T03-1	41.1167	34.7167	435	4									6	3080544 ± 61053	118311 ± 12280
T03-2	41.1167	34.7168	428	3									33	3401586 ± 67513	137503 ± 14594
T03-3	41.1167	34.7167	425	12	5.54	613515 ± 17445	37.37	3024445 ± 87894	99798 ± 9432	82811 ± 7958					
T03-4	41.1167	34.7167	422	7	5.76	413535 ± 21550	38.84	2840362 ± 272057	64050 ± 6629	74599 ± 10072			16	2224569 ± 44095	84282 ± 8306
T03-5	41.1167	34.7167	434	9	5.72	459018 ± 13745	38.60	2745533 ± 84397	71696 ± 6748	72443 ± 6961					
T03-6	41.1167	34.6838	434	9									16	2269248 ± 45000	9459 7 ± 9587
galeet	41.1167	34.7002	395	5									26	925333 ± 18363	34259 7 ± 3262

Chapitre 7

Synthèse du travail sur les carottes de la Mer de Marmara

Dans ce chapitre, nous allons à présent résumer les résultats principaux obtenus à partir de l'étude multidisciplinaire des carottes sédimentaires de la Mer de Marmara. Nous avons cherché à caractériser l'impact des tremblements de terre sur la sédimentation ainsi que la différence de signature de l'enregistrement des séismes entre les bassins et hauts topographiques de la Mer de Marmara. Le paléomagnétisme a tout d'abord été utilisé comme un outil indépendant pour contraindre les âges des différentes carottes. La présence d'une diagenèse précoce abrupte nous a également permis de caractériser ce phénomène dans les sédiments et d'étudier son caractère synchrone au travers de la Mer de Marmara.

La synthèse sera découpée selon les résultats obtenus des deux principales études.

7.1 Impact de la sismicité sur la sédimentation en Mer de Marmara

L'étude de paléosismologie marine a porté sur la caractérisation de l'impact des séismes sur la sédimentation. Cette signature particulière a été explicitée en combinant des mesures de susceptibilité magnétique, de granulométrie laser, d'imagerie aux rayons X, de géochimie et de datations (^{14}C , ^{210}Pb et ^{137}Cs).

La première étape dans l'analyse des carottes a montré que ces dernières sont composées à 80% dans les bassins et à 40% dans le haut topographique ouest de turbidites. Dans les bassins, les turbidites enregistrées présentent à leur base une augmentation de la teneur en sable associée à une augmentation en éléments détritiques comme le zirconium. Le contact avec le sédiment situé en-dessous est érosif et présente des laminations complexes ainsi que des structures en flaser bed suggérant un mouvement oscillant. Par ailleurs l'épaisseur de la turbidite est constituée de plusieurs parties séparées par des changements abrupts dans les paramètres granulométriques.

Dans le haut topographique, les turbidites ont une expression granulométrique différente mais présentent également une augmentation de la quantité de zirconium à leur base. Le signal turbiditique est marqué dans la teneur en silt et parfois avec un pic de sable associé à un pic de susceptibilité magnétique.

7.1 Impact de la sismicité sur la sédimentation en Mer de Marmara

Après avoir décrit les turbidites en fonction de leur environnement, nous avons cherché à déterminer leur origine, à savoir si toutes les turbidites que nous avons enregistré étaient d'origine sismique ou non. Pour cela nous avons appliqué deux tests de reconnaissance des sismoturbidites : le test sédimentologique et le test de synchronicité. Le test sédimentologique a été utilisé afin de caractériser la signature granulométrique et géochimique des turbidites dans les bassins. De plus, comme les sismoturbidites ont une étendue spatiale importante (déclenchement de glissements simultanés le long des pentes) le test de synchronicité (corrélation des carottes sur une large étendue) a été un paramètre important à leur reconnaissance. Nous avons appliqué ce test en comparant notamment les carottes Kullenberg entre elles et avec les carottes publiées auparavant.

Les carottes Kullenberg ont été corrélées entre elles de manière indépendante en utilisant les variations environnementales communes en Mer de Marmara (déforestation, pic de plomb, etc.). Cette corrélation a permis de savoir si les turbidites enregistrées dans les bassins ont la même origine que celles du haut topographique et à une première validation du test de synchronicité.

Après avoir montré que les turbidites enregistrées en Mer de Marmara ont une origine sismique et une signature particulière par l'étude des carottes au niveau des Bassins de Tekirdağ et Central, nous avons pu aller plus loin dans l'étude de paléosismologie. Les événements sismiques des deux carottes Klg03 et Klg04, situées dans le Bassin de Çınarcık, ont été étudiés puis corrélés afin d'obtenir un premier modèle d'âge de récurrence des séismes pour le segment de Prince's Island. Cette étude nous a permis de discuter de la sensibilité de l'enregistrement des événements sismiques dans les carottes par rapport à leur position. En effet, les deux carottes ont montré une sensibilité différente à l'enregistrement des séismes. La carotte Klg03, située au niveau du dépocentre du Bassin de Çınarcık a enregistré plus d'événements que la carotte Klg04 située légèrement en dehors du bassin et au-dessus du segment Prince's Island.

L'étude de l'enregistrement des tremblements de terre dans les carottes a, de plus, permis de distinguer les événements proches (rompant le segment du Bassin) des événements lointains (comme le séisme de 1999). En effet, certaines turbidites non érosives ont été observées dans certaines carottes et associées aux séismes les plus récents grâce au Plomb 210. Ces turbidites associées à ces événements lointains dans les bassins Central et Çınarcık ne sont pas érosives mais sont néanmoins associées à une augmentation de la teneur en sable. Elles n'ont cependant été enregistrées que dans les carottes positionnées au centre des bassins profonds.

L'étude de l'enregistrement sédimentaire dans le Bassin de Çınarcık nous a également permis d'effectuer une première hypothèse sur la magnitude minimum d'un séisme enregistré dans les bassins. En effet, la carotte Klg03 a montré grâce aux mesures de ^{137}Cs et à un pic de sable que l'événement de 1963 localisé sur les failles normales au sud du bassin avait été enregistré. Ce séisme de magnitude 6.4 ne présente par ailleurs pas d'érosion basale dans la carotte. Cela pourrait donc indiquer que les séismes proches dont la magnitude est inférieure à 7 mais supérieure à 6.4 peuvent impacter de manière très locale les sédiments situés près des dépôt-centre des bassins profonds.

Enfin, nous avons récapitulé les événements les plus récents enregistrés dans chaque bassin et dans le haut topographique dans le tableau 7.1. Cela nous a permis d'étudier la possibilité d'une rupture de l'ensemble des segments de l'Est à l'Ouest. L'enregistrement des séismes nous

7.1 Impact de la sismicité sur la sédimentation en Mer de Marmara

indique que des ruptures continues des segments ne semblent pas avoir eu lieu sur la période considérée. Néanmoins, le bassin Central semble pouvoir enregistrer des événements lointains sans base érosive (1912, 1999) ainsi que des séismes rompant la partie Est ou Ouest de la Mer de Marmara (exemple du séisme de 1343). Le plus grand nombre de turbidites enregistrées au niveau du Western High ainsi que la corrélation de certaines turbidites uniquement avec des événements enregistrés dans le Bassin Central peut appuyer cette observation. Cela pourrait suggérer que les hauts topographique peuvent enregistrer les séismes majeurs (i.e $M > 7$) rompant la partie ouest ou est de la Mer de Marmara (Ce sont les nuages turbiditiques qui s'y déposent de manière plus ou moins lente. Les nuages peuvent parcourir une plus grande distance que les coulées de débris.).

7.1.1 Tableau récapitulatif pour les 12 derniers séismes de la région

7.1 Impact de la sismicité sur la sédimentation en Mer de Marmara

Séisme	Magnitude	Bassin enregistré	Carotte	Observations
1999	7.4	Çınarcık	Klg03	Laminations non érosives, pic de sable
		Central	Klg02	Surface perturbée sans érosion basale apparente ; Pic de sable double et augmentation Mn ; pas de pic de Zr
1963	6.4	Çınarcık	Klg03	petit pic de sable, pas de perturbation importante visible Xray (pas érosion)
		Tekirdağ	Klg05	2 couches de sable visible à l'oeil nu, 2 flux de masse ; pic de Zr, Ti et SM, base érosive
			Klg08	2 couches de sable visible à l'oeil nu, 2 flux de masse ; pic de Zr, Ti et SM
1912	7.3	Central	Klg02	petit pic sable et SM ; pic Mn ; expression plus tenue → fin de rupture ?
		Western High	Klg06	augmentation en palier silt, lignes blanches penchées
			Klg07	petit pic de sable, augmentation en palier du silt ; pic de Ti et Mn
1894	7.3	Çınarcık	Klg03	pic de sable non visible oeil nu, pic de Zr, Mn, base érosive
			Klg04	pic de sable non visible oeil nu, Zr, Mn, base érosive
			Klg05	double pic de sable visible à l'oeil nu ; pic Zr et Mn ; base érosive
			Klg08	petite augmentation de sable ; pic Zr et Mn ; base érosive
Août 1766	7.4	Tekirdağ	Klg06	augmentation silt ; pic Ti et Zr ; pas de laminations, sédiment perturbé
		Western High	Klg07	pic silt, pic Ti et Zr ; lamines noires penchées
	7.4	Central	Klg02	base érosive, pas de pic de sable important ; pic SM, pic Mn → fin rupture ?
Mai 1766	7.1			non enregistré dans Çınarcık,
1719	7.4			possiblement confondu dans le bassin Central avec le séisme d'août
				non enregistré
1509	7.2	Çınarcık	Klg03	pic sable visible oeil nu, pic SM, Mn et Zr ; base érosive
			Klg04	pic sable ; visible oeil nu, base érosive ; pic SM et Zr ; pic plagioclase et quartz
			Klg05	base à graviers érosive ; 50 cm épaisseur ; pic SM
		Tekirdağ	Klg08	laminations croisées érosives ; pic sable ; pic Zr et Mn
1354	7.4	Central	Klg02	pic sable visible oeil nu ; base érosive et laminée ; 80 cm épaisseur ; pic Zr, Mn
		Western high	Klg06	pic sable ; pic Ti, K, Zr

			Klg07	pic sable ; pic Zr et Ti
1343	7	Çınarcık	Klg03	pic sable visible oeil nu ; pic Mn et Zr ; base érosive
			Klg04	pic sable non visible oeil nu ; pic Mn et Zr ; base érosive
		Central	Klg02	pic sable visible à l'oeil nu ; base érosive ; pic Zr, Mn
		Western High	Klg06	petite augmentation palier du silt ; pic Ti et Mn
			Klg07	petite augmentation palier silt ; pic Zr
1063	7.4	Tekirdağ	Klg05	base érosive à graviers ; 70 cm épaisseur ; large pic Zr
			Klg08	double base érosive croisée ; pic sable visible oeil nu ; augmentation Zr, pic Mn
		Central	Klg02	base érosive, sable visible oeil nu ; pic Mn
		Western High	Klg06	pic de sable visible oeil nu ;
			Klg07	pic de sable ; pic Zr et SM
989	7.2	Çınarcık	Klg03	base érosive, sable visible à l'oeil nu, pic de sable, Mn et Zr
			Klg04	base érosive, sable visible oeil nu, pic Zr

TAB. 7.1: Récapitulatif des tremblements de terre enregistré par bassin et par carotte et de leur signature dans les sédiments marins.

7.2 Etude de paléomagnétisme environnemental

L'utilisation du paléomagnétisme a tout d'abord été envisagée comme un outil indépendant de datation des carottes sédimentaires pour aider à appuyer le modèle d'âge des tremblements de terre obtenus. La présence d'une diagenèse précoce abrupte nous a également permis de travailler sur sa caractérisation en Mer de Marmara et de son lien avec les dépôts sapropéliques. Pour cela nous avons appliqué les méthodes "classiques" du paléomagnétisme (mesures de NRM, ARM, hystérésis, S-ratio, susceptibilité magnétique en chauffe en champ fort et faible) auxquelles nous avons ajouté des mesures de XRF, minéralogie totale, Total Organic Carbon et microscopie à balayage.

Les différentes méthodes utilisées nous ont permis de caractériser la granulométrie magnétique des sédiments ainsi que l'évolution de la minéralogie magnétique. Les carottes sont composées de magnétite, d'hématite ainsi que de sulfures de fer (notamment sous forme de pyrite). Ces derniers deviennent de plus en plus prédominants à partir de la chute d'aimantation observée par les mesures de susceptibilité magnétique et de NRM et indiquent une intensification du processus diagénétique. Les mesures d'hystérésis ont également montré que cette chute d'aimantation s'accompagne de la dissolution des grains magnétiques les plus fins.

Par ailleurs, la chute d'aimantation a été associée au dépôt de "l'upper sapropelic layer" tout d'abord caractérisé par l'augmentation conjointe du Brome et du rapport Ca/Ti. Cela a ensuite été confirmé par des mesures de Total Organic Carbon. Ce lien de chute d'aimantation et d'augmentation de la quantité de matière organique n'est cependant pas systématique (exemple de la Klg04). L'emplacement de certaines carottes à proximité d'expulsion de fluides pouvant ainsi modifier la vitesse ou l'intensité des réactions diagénétiques.

Enfin, les mesures de TOC ont montré une deuxième augmentation de la matière organique en bas des carottes. Cette augmentation de MO est associée dans ce cas à une ré-augmentation de l'aimantation. La corrélation des carottes Klg07 et MD2431 (Vidal et al., 2010) et la corrélation des carottes Kullenberg dans toute la Mer de Marmara, suggèrent que cette seconde augmentation pourrait correspondre à la "lower sapropelic layer" M1 référencée à la fin du Younger Dryas en Mer de Marmara. Cela signifierait que les deux signatures magnétiques différentes observées dans les couches sapropéliques par Roberts et al. (1999) et Larrasoana et al. (2003) dans leurs études respectives sont retrouvées ici. Cette différence d'expression magnétique de formation des sapropèle peut être due à la mise en place de formation de ces derniers (reconnexion, augmentation de productivité locale, échappements de fluide,...).

Enfin, l'étude des paléoinclinaison sur les carottes du bassin de Çınarcık et du haut topographique Ouest a montré que les carottes présentent des variations d'inclinaison comparables à celles obtenues par le modèle Cals3K.3 malgré des valeurs plus faibles de 5 à 20°.

Conclusion et Perspectives

L'approche multidisciplinaire appliquée à l'étude des carottes de la Mer de Marmara nous a permis d'individualiser l'enregistrement des tremblements de terre dans chaque bassin et haut topographique ainsi que de corréler grâce aux variations environnementales toutes les carottes de la Mer de Marmara de manière indépendante de la sédimentation turbiditique.

7.2 Etude de paléomagnétisme environnemental

Une première corrélation entre les sismoturbidites et la sismicité historique a été obtenue dans le bassin de Çınarcık et le phénomène de diagenèse précoce semble synchrone dans le Mer de Marmara et constitue donc un marqueur temporel indépendant pour corréler les carottes.

Néanmoins, nous n'avons analysé que sept carottes et certaines présentent des particularités qui ne sont pas encore bien comprises (exemple de la Klg04). De plus, la corrélation des carottes Kullenberg avec d'autres publiées est difficile par manque de concordance de résolution des mesures. Cela ne permet donc pas de complètement généraliser nos observations. Pour cela, une solution pourrait être d'étudier de nouvelles carottes en utilisant les même proxy à la même résolution ou alors de créer une base de données globale sur l'ensemble des carottes de la Mer de Marmara.

Bibliographie

- J. Adams. Paleoseismicity of the cascadia subduction zone - evidence from turbidites off the oregon-washington margin. *Tectonics*, 9 (4), 1990.
- AE. Aksu, RN. Hiscott, and D. Yasar. Oscillating Quaternary water levels of the Marmara Sea and vigorous outflow into the Aegean Sea from the Marmara Sea Black Sea drainage corridor. *Marine Geology*, 153(1-4), 1999.
- A.E. Aksu, R.N. Hiscott, M.A. Kaminski, P.J. Mudie, H. Gillespie, T. Abrajano, and D. Yasar. Last glacial-Holocene paleoceanography of the Black Sea and Marmara Sea : stable isotopic foraminiferal and coccolith evidence. *Marine Geology*, 190(1-2), 2002a.
- A.E. Aksu, R.N. Hiscott, P.J. Mudi, A. Rochon, M.A. Kaminski, T. Abrajano, and D. Yasar. Persistent Holocene Outflow to the Eastern Mediterranean Contradicts Noah's Flood Hypothesis. *GSA Today*, 12(5), 2002b.
- Y. Altınok, B. Alpar, N. Özer, and H. Aykurt. Revision of the tsunami catalogue affecting turkish coasts and surrounding regions. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11 (2) :273–291, 2011.
- N. Ambraseys. The seismic activity of the Marmara Sea region over the last 2000 years. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(1) :1–18, 2002.
- N.N. Ambraseys and C.F. Finkel. The saros-marmara earthquake of 9 august 1912. *Earthquake engineering & structural dynamics*, 15 (2) :189–211, 1987.
- N.N. Ambraseys and J.A. Jackson. Seismicity of the sea of marmara (turkey) since 1500. *Geophysical Journal International*, 141(3) :F1–F6, 2000.
- R.S. Anderson, J.L. Repka, and G.S. Dick. Explicit treatment of inheritance in dating depositional surfaces using in situ ¹⁰be and ²⁶al. *Geology*, 24(1) :47, 1996.
- F. Antonioli, M. Anzidei, K. Lambeck, R. Auriemma, D. Gaddi, S. Furlani, P. Orrù, E. Solinas, A. Gaspari, S. Karinja, et al. Sea-level change during the holocene in sardinia and in the northeastern adriatic (central mediterranean sea) from archaeological and geomorphological data. *Quaternary Science Reviews*, 26(19-21) :2463–2486, 2007.
- R. Armijo, B. Meyer, GCP King, A. Rigo, and D. Papanastassiou. Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophysical Journal International*, 126(1) :11–53, 1996. ISSN 1365-246X.
- R. Armijo, B. Meyer, A. Hubert, and A. Barka. Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean : Timing and kinematics. *Geology*, 27(3) :267–270, 1999. ISSN 0091-7613.
- R. Armijo, B. Meyer, S. Navarro, G. King, and A. Barka. Asymmetric slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart : a clue to propagation processes of the North Anatolian Fault? *Terra Nova*, 14(2) :80–86, 2002. ISSN 0954-4879.
- R. Armijo, N. Pondard, B. Meyer, G. Uçarkuş, B.M. de Lepinay, J. Malavieille, S. Dominguez, M.A. Gutscher, S. Schmidt, C. Beck, N. Çağatay, Z. Çakır, C. Imren, K. Eriş, B. Natalin, S. Ozalaybey, L. Tolun, I. Lefevre, L. Seeber, L. Gasperini, C. Rangin, O. Emre, and K. Sarikavak. Submarine fault scarps in the Sea of Marmara pull-apart (North Anatolian Fault) : Implications for seismic hazard in Istanbul. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 6 :1–29, 2005.

- N. Aydal and A. Coşkun. Geological map along the north anatolian fault, x.
- S. Badertscher, D. Fleitmann, H. Cheng, R.L. Edwards, O.M. Göktürk, A. Zumbühl, M. Leuenberger, and O. Tüysüz. Pleistocene water intrusions from the mediterranean and caspian seas into the black sea. *Nature Geoscience*, 4(4) :236–239, 2011.
- A. Bahr, F. Lamy, H. Arz, H. Kuhlmann, and G. Wefer. Late glacial to Holocene climate and sedimentation history in the NW Black Sea. *Marine Geology*, 214(4) :309–322, 2005. ISSN 0025-3227.
- A. Bahr, H.W. Arz, F. Lamy, and G. Wefer. Late glacial to holocene paleoenvironmental evolution of the black sea, reconstructed with stable oxygen isotope records obtained on ostracod shells. *Earth and Planetary Science Letters*, 241(3-4) :863–875, 2006.
- A. Barka. The north anatolian fault zone. In *Annales Tectonicae*, volume 6, pages 164–195, 1992.
- A. Barka and K. Kadinsky-Cade. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7(3) :663–684, 1988. ISSN 0278-7407.
- A. Barka, H.S. Akyüz, E. Altunel, G. Sunal, Z. Çakır, A. Dikbas, B. Yerli, R. Armijo, B. Meyer, J.B. De Chabalier, et al. The surface rupture and slip distribution of the 17 august 1999 izmit earthquake (m 7.4), north anatolian fault. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(1) :43–60, 2002.
- G. Bearman and Open University. Oceanography Course Team. *Ocean chemistry and deep-sea sediments*. Pergamon in association with the Open University, 1989.
- A. Bécel, M. Laigle, B. de Voogd, A. Hirn, T. Taymaz, A. Galvé, H. Shimamura, Y. Murai, J.C. Lépine, M. Sapin, et al. Moho, crustal architecture and deep deformation under the north marmara trough, from the seismarmara leg 1 offshore-onshore reflection-refraction survey. *Tectonophysics*, 467(1-4) :1–21, 2009.
- C. Beck. Late quaternary lacustrine paleoseismic archives in north-western alps : Examples of earthquake-origin assessment of sedimentary disturbances. *Earth-Science Reviews*, 96(4) :327 – 344, 2009.
- C. Beck, B. Mercier de Lépinay, J.L. Schneider, M. Cremer, N. Çağatay, E. Wendenbaum, S. Boutareaud, G. Ménot, S. Schmidt, O. Weber, K. Eriş, R. Armijo, B. Meyer, N. Pondard, M.A. Gutscher, the Marmara core cruise party, J.L. Turon, L. Labeyrie, E. Cortijo, Y. Gallet, H. Bouquerel, N. Görür, A. Gervais, M.H. Castera, L. Londeix, A. de Rességuier, and A. Jaouen. Late quaternary co-seismic sedimentation in the sea of marmara’s deep basins. *Sedimentary Geology*, 199 (1-2) :65–89, 2007.
- J.P Bellier, R. Mathieu, and B. Granier. *Short treatise on foraminiferology (Essential on modern and fossil foraminifera)*. Carnets de Géologie, 2010.
- R.A. Berner. *Early diagenesis : A theoretical approach*. Princeton Univ. Pr., 1980.
- R.A. Berner. Sedimentary pyrite formation. *American Journal of Science*, 268(1) :1, 1970.
- R.A. Berner. Burial of organic carbon and pyrite sulfur in the modern ocean : its geochemical and environmental significance. *Am. J. Sci*, 282(4) :451–473, 1982.
- S. Bertrand. *Sédimentation Lacustre Postérieure au Dernier Maximum Glaciaire dans les Lacs Icalma et Puyehue (Chili Meridional) : Reconstitution de la Variabilité Climatique et des Evènements Sismo-Tectoniques*. PhD thesis, Université de Liège, 2005.
- S. Bertrand, F. Charlet, E. Chapron, N. Fagel, and M. De Batist. Reconstruction of the holocene seismotectonic activity of the southern andes from seismites recorded in lago icalma, chile, 39 s. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 259(2-3) :301–322, 2008.
- S.T. Beşiktepe, H. Sur, E. Ozsoy, M.A. Latif, T. Oguz, and U. Unluata. The circulation and hydrography of the marmara sea. *Progress in Oceanography*, 34(4) :285–334, 1994.
- J. Bloemendal, J.W. King, F.R. Hall, and S.J. Doh. Rock magnetism of late neogene

- and pleistocene deep-sea sediments : Relationship to sediment source, diagenetic processes, and sediment lithology. *Journal of Geophysical Research*, 97(B4) :4361–4375, 1992.
- A.H. Bouma, P.H. Kuenen, and F.P. Shepard. *Sedimentology of some flysch deposits : a graphic approach to facies interpretation*. Elsevier Pub. Co., 1962.
- S. Boutareaud. Etude de l'enregistrement sédimentaire de la sismicité dans les environnements marins : l'exemple des sédiments récents de la mer de marmara. Master's thesis, Master ENVHOL, Bordeaux 1, 2003.
- E.T. Brown, P. Molnar, and D. Bourles. Comment on "slip-rate measurements on the kakorum fault may imply secular variations in fault motion". *Science*, 309, 2005.
- F. Bulut and M. Aktar. Accurate relocation of izmit earthquake (mw. *Geophysical research letters*, 34(10), 2007.
- K. Bunte, S.R. Abt, and Colo.) Rocky Mountain Research Station (Fort Collins. *Sampling surface and subsurface particle-size distributions in wadable gravel-and cobble-bed streams for analyses in sediment transport, hydraulics, and streambed monitoring*, volume 74. US Dept. of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station, 2001.
- D.W. Burbank and R.S. Anderson. *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Publishing, 1991.
- R.F. Butler. *Paleomagnetism : magnetic domains to geologic terranes*. Blackwell Scientific Publications Boston, MA, 1992. ISBN 086542070X.
- M.N. Çağatay, M. Özcan, and E. Güngör. Pore-water and sediment geochemistry in the Marmara Sea (Turkey) : early diagenesis and diffusive fluxes. *Geochemistry-Exploration Environment Analysis*, 4, 2004.
- SE Calvert. Geochemistry and origin of the holocene sapropel in the black sea. *Facets of modern biogeochemistry : Berlin, Springer-Verlag*, pages 326–352, 1990.
- J.P. Calvo, M. Rodriguez-Pascua, S. Martin-Velazquez, S. Jimenez, and G.D. Vicente. Microdeformation of lacustrine laminite sequences from late miocene formations of se spain : an interpretation of loop bedding. *Sedimentology*, 45(2) :279–292, 1998.
- M. Canals, G. Lastras, R. Urgeles, J.L. Casamor, J. Mienert, A. Cattaneo, M. De Batist, H. Haflidason, Y. Imbo, J.S. Laberg, et al. Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data : case studies from the costa project. *Marine Geology*, 213(1-4) :9–72, 2004.
- D.E. Canfield. Reactive iron in marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53 (3) :619–632, 1989.
- D.E. Canfield and R.A. Berner. Dissolution and pyritization of magnetite in anoxie marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51(3) :645–659, 1987.
- D.E. Canfield, R. Raiswell, and S. Bottrell. The reactivity of sedimentary iron minerals toward sulfide. *American Journal of Science*, 292 :659–659, 1992.
- H. Carton. *Etudes tectoniques en Méditerranée orientale par analyse de données de sismique réflexion : Mer de Marmara (Bassin de Çınarcık) et marge du Liban*. PhD thesis, Institut de Physique du Globe de Paris, 2005.
- H. Carton, S. C. Singh, A. Hirn, S. Bazin, B. de Voogd, A. Vigner, A. Ricolleau, S. Cetin, N. Ocakoglu, F. Karakoc, and V. Sevilgen. Seismic imaging of the three-dimensional architecture of the Cınarcık Basin along the North Anatolian Fault. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 112(B6) : B06101, 2007.
- M.N. Çağatay, O. Algan, M. Sakinç, M.J. Eastoe, L. Egesel, N. Balkis, D. Ongan, and H. Caner. A mid-late holocene sapropelic sediment unit from the southern marmara sea shelf and its palaeoceanographic significance. *Quaternary Science Reviews*, 18(4-5) : 531 – 540, 1999.
- M.N. Çağatay, N. Görür, O. Algan, C. Eastoe, A. Tchapylyga, D. Ongan, T. Kuhn, and

- I. Kuşcu. Late Glacial-Holocene palaeoceanography of the Sea of Marmara : timing of connections with the Mediterranean and the Black Seas. *Marine Geology*, 167(3-4) :191–206, 2000.
- M.N. Çağatay, N. Görür, A. Polonia, E. Demirbağ, M. Sakinç, M.H. Cormier, L. Capotondi, C. McHugh, O. Emre, and K. Eriş. Sea-level changes and depositional environments in the Izmit Gulf, eastern Marmara Sea, during the late glacial-Holocene period. *Marine Geology*, 202(3-4), 2003.
- N. Chamot-Rooke and A. Rabaute. Plate tectonics from space, 2006.
- JET Channell and T. Hawthorne. Progressive dissolution of titanomagnetites at odp site 653 (tyrrhenian sea). *Earth and planetary science letters*, 96(3-4) :469–480, 1990.
- E. Chapron, C. Beck, M. Pourchet, J. Decoinck, et al. 1822 earthquake-triggered homogenite in lake le bourget (nw alps). *Terra Nova*, 11(2-3) :86–92, 1999.
- S.M. Colman. Rock-weathering rates as functions of time. *Quaternary research*, 15(3) :250–264, 1981.
- H.E. Cook, P.D. Johnson, J.C. Matti, and I. Zemmels. Methods of sample preparation and x-ray diffraction data analysis, x-ray mineralogy laboratory. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Riverside, California*, 28 :999–1007, 1975.
- M.H. Cormier, L. Seeber, C.M.G. McHugh, A. Polonia, N. Çağatay, O. Emre, L. Gasperini, N. Görür, G. Bortoluzzi, E. Bonatti, W.B.F. Ryan, and K.R. Newman. North Anatolian Fault in the Gulf of Izmit (Turkey) : Rapid vertical motion in response to minor bends of a nonvertical continental transform. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 111(B4), 2006.
- A. Cramp and G. O’Sullivan. Neogene sapropels in the Mediterranean : a review. *Marine Geology*, 153(1-4) :11–28, 1999. ISSN 0025-3227.
- C.D. Curtis, R.G. Burns, and J.V. Smith. Sedimentary geochemistry : Environments and processes dominated by involvement of an aqueous phase [and discussion]. *Philosophical transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 286(1336) :353–372, 1977.
- M. Daëron, L. Benedetti, P. Tapponnier, A. Sursock, and R.C. Finkel. Constraints on the post $\sim 25ka$ slip rate of the Yammoûneh fault (Lebanon) using in situ cosmogenic ^{36}cl dating of offset limestone-clast fans. *Earth and Planetary Science Letters*, 227, 2004.
- R. Day, M. Fuller, and V.A. Schmidt. Hysteresis properties of titanomagnetites : grain-size and compositional dependence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 13(4) :260–267, 1977.
- C.B. De Boer and M.J. Dekkers. Thermomagnetic behaviour of haematite and goethite as a function of grain size in various non-saturating magnetic fields. *Geophysical Journal International*, 133(3) :541–552, 1998.
- S. De Rijk, A. Hayes, and E.J. Rohling. Eastern mediterranean sapropel s1 interruption : an expression of the onset of climatic deterioration around 7 ka bp. *Marine Geology*, 153(1) :337–343, 1999.
- A. Deino and R. Potts. Age-probability spectra for examination of single-crystal dating results : Examples from olorgesailie, southern kenya rift. *Quaternary International*, 13 :47–53, 1992.
- M.J. Dekkers, H.F. Passier, and M.A.A. Schoonen. Magnetic properties of hydrothermally synthesized greigite (fe₃ s₄)—ii. high-and low-temperature characteristics. *Geophysical Journal International*, 141(3) :809–819, 2000.
- E. Demirbag, C. Rangin, X. Le Pichon, and A.M.C. Sengör. Investigation of the tectonics of the main marmara fault by means of deep-towed seismic data. *Tectonophysics*, 361 (1-2) :1 – 19, 2003. ISSN 0040-1951.
- J.F. Dewey, W.C. Pitman, W.B.F. Ryan, and J. Bonnin. Plate tectonics and the evolution of the alpine system. *Geological Society of America Bulletin*, 84(10) :3137, 1973.
- U. Doğan. Climate-controlled river terrace formation in the kızılırmak valley, cappadocia

- section, turkey : Inferred from ar-ar dating of quaternary basalts and terraces stratigraphy. *Geomorphology*, 126(1-2) :66–81, 2011.
- J.F. Dolan, K. Sieh, T.K. Rockwell, R.S. Yeats, J. Shaw, J. Suppe, G.J. Huftile, and E.M. Gath. Prospects for larger or more frequent earthquakes in the los angeles metropolitan region. *Science*, 267(5195) :199, 1995.
- T. Dooley and K. McClay. Analog modeling of pull-apart basins. *AAPG Bulletin-American Association of Petroleum Geologists*, 81(11) : 1804, 1997.
- L. Drab, A. Hubert-Ferrari, S. Schmidt, and P. Martinez. The earthquake sedimentary record in the western part sea of marmara, turkey. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci*, X, 2012.
- D.J. Dunlop. Theory and application of the day plot (mrs/ms versus hcr/hc) 2. application to data for rocks, sediments, and soils. *J. geophys. Res*, 107(10.1029), 2002.
- KC Emeis, AHF Robertson, C. Richter, et al. Paleoceanography and sapropel introduction. *Proceedings ODP, Initial Report*, 160 :85–123, 1996.
- K.C. Emeis, T. Sakamoto, R. Wehausen, and H.J. Brumsack. The sapropel record of the eastern mediterranean sea—results of ocean drilling program leg 160. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158(3) :371–395, 2000.
- M. Ergin, N. Kazanci, B. Varol, and Ö. Ileri. Sea-level changes and related depositional environments on the southern marmara shelf. *Marine Geology*, 140(3-4) :391–403, 1997.
- K.K. Eriş, W.B.F. Ryan, M.N. Çağatay, U. Sancar, G. Lericolais, G. Menot, and E. Bard. The timing and evolution of the post-glacial transgression across the Sea of Marmara shelf south of Istanbul. *Marine Geology*, 243 (1-4) :57–76, 2007.
- B. Estival. *Un siècle de navires scientifiques français*. Editions du Gerfaut, 2003.
- M.E. Evans and F. Heller. *Environmental magnetism : principles and applications of environmental magnetism*, volume 86. Academic Pr, 2003.
- Martin Finne, Karin Holmgren, Hanna S. Sundqvist, Erika Weiberg, and Michael Lindblom. Climate in the eastern mediterranean, and adjacent regions, during the past 6000 years – a review. *Journal of Archaeological Science*, 38(12) :3153 – 3173, 2011.
- F. Flerit, R. Armijo, G.C.P. King, B. Meyer, and A. Barka. Slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart determined from GPS velocity vectors. *Geophysical Journal International*, 154(1), 2003.
- R.L. Folk. *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill's Austin, Texas, 1968.
- F. Fornacciari. Cartographie des suintements froids en mer de marmara. Master's thesis, Université de Perpignan ;Collège de France, 2005.
- A. Foucault and JF. Raoult. *Dictionnaire de géologie*. Dunod, 2005.
- J. Fraser, K. Vanneste, and A. Hubert-Ferrari. Recent behavior of the North Anatolian Fault : Insights from an integrated paleoseismological data set. *Journal of Geophysical Research*, 115(B9) :B09316, 2010.
- W. Frisch, M. Meschede, and R. Blakey. *Plate Tectonics : Continental Drift and Mountain Building*. Springer-Verlag, 2011.
- P.N. Froelich, G.P. Klinkhammer, M.L. Bender, N.A. Luedtke, G.R. Heath, D. Cullen, P. Dauphin, D. Hammond, B. Hartman, and V. Maynard. Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial atlantic : suboxic diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43(7) :1075 – 1090, 1979.
- L. Gasperini, A. Polonia, G. Bortoluzzi, P. Henry, X. Le Pichon, M. Tryon, N. Çağatay, and L. Géli. How far did the surface rupture of the 1999 izmit earthquake reach in sea of marmara. *Tectonics*, 30 (1) :TC1010, 2011.
- C. Gazioğlu, Z.Y. Yücel, and E. Doğan. Morphological features of major submarine landslides of marmara sea using multibeam data. *Journal of Coastal Research*, 21(4), 2005.

- A. Gervais. *Analyse multi-echelles de la morphologie, de la géométrie et de l'architecture d'un système turbiditique sableux profond (système du Golo, marge Est-Corse, Mer Méditerranée)*. PhD thesis, Université de Bordeaux 1, 2002.
- C. Goldfinger. The record of large turbidites and their relevance to the history of earthquakes. *Annual Review of Marine Science*, 3(1), 2011. doi : 10.1146/annurev-marine-120709-142852.
- C. Goldfinger, C.H. Nelson, J.E. Johnson, and the Shipboard Scientific party. Deep-water turbidites as holocene earthquake proxies : the cascadia subduction zone and northern san andreas fault systems. *Annals of Geophysics*, 46(5), 2003.
- D.S. Gorsline, T. De Diego, and E.H. Nava-Sanchez. Seismically triggered turbidites in small margin basins : Alfonso basin, western gulf of california and santa monica basin, california borderland. *Sedimentary Geology*, 135(1-4) :21–35, 2000.
- N. Görür, M. Sakinç, A. Barka, R. Akkök, and Ş. Ersoy. Miocene to Pliocene palaeogeographic evolution of Turkey and its surroundings. *Journal of human evolution*, 28(4) :309–324, 1995. ISSN 0047-2484.
- N. Görür, M.N. Çağatay, M. Sakinç, M. Sumengen, K. Senturk, C. Yaltirak, and A. Tchapalyga. Origin of the sea of marmara as deduced from neogene to quaternary paleogeographic evolution of its frame. *International Geology Review*, 39(4) :342–352, 1997.
- J.C. Gosse and F.M. Phillips. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides : theory and application. *Quaternary Science Reviews*, 20(14) : 1475–1560, 2001. ISSN 0277-3791.
- E. Guidoboni, A. Comastri, G. Traina, B. Phillips, and Istituto nazionale di geofisica (Italie). *Catalogue of Ancient Earthquakes in the Mediterranean Area up to the 10th Century*. Istituto nazionale di geofisica, 1994.
- H. Hebert, F. Schindele, Y. Altınok, B. Alpar, and C. Gazioglu. Tsunami hazard in the Marmara Sea (Turkey) : a numerical approach to discuss active faulting and impact on the Istanbul coastal areas. *Marine Geology*, 215(1-2), 2005.
- B.C. Heezen and W.M. Ewing. Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 grand banks [newfoundland] earthquake. *American Journal of Science*, 250(12) : 849, 1952.
- O. Heiri, A.F. Lotter, and G. Lemcke. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments : reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, 25(1) :101–110, 2001.
- B. Heisinger, D. Lal, A.J.T. Jull, P. Kubik, S. Ivy-Ochs, K. Knie, and E. Nolte. Production of selected cosmogenic radionuclides by muons : 2. capture of negative muons. *Earth and Planetary Science Letters*, 200(3-4) : 357–369, 2002a.
- B. Heisinger, D. Lal, A.J.T. Jull, P. Kubik, S. Ivy-Ochs, K. Knie, and E. Nolte. Production of selected cosmogenic radionuclides by muons : 2. capture of negative muons. *Earth and Planetary Science Letters*, 200(3-4) : 357–369, 2002b.
- S.M. Henrichs and W.S. Reeburgh. Anaerobic mineralization of marine sediment organic matter : Rates and the role of anaerobic processes in the oceanic carbon economy. *Geomicrobiology Journal*, 5(3-4) :191–237, 1987.
- N.C. Higgs, J. Thomson, T.R.S. Wilson, and I.W. Croudace. Modification and complete removal of eastern mediterranean sapropels by postdepositional oxidation. *Geology*, 22 (5) :423, 1994.
- R.N. Hiscott and A.E. Aksu. Late Quaternary history of the Marmara Sea and Black Sea from high-resolution seismic and gravity-core studies. *Marine Geology*, 190(1-2) :261–282, 2002.
- A. Hubert-Ferrari, A. Barka, E. Jacques, S.S. Nalbant, B. Meyer, R. Armijo, P. Tapponnier, and G.C.P. King. Seismic hazard in the Marmara Sea region following the 17 August 1999 Izmit earthquake. *Nature*, 404(6775) : 269–273, 2000. ISSN 0028-0836.
- A. Hubert-Ferrari, G. King, I. Manighetti, R. Armijo, B. Meyer, and P. Tapponnier.

- Long-term elasticity in the continental lithosphere; modelling the Aden Ridge propagation and the Anatolian extrusion process. *Geophysical Journal International*, 153 (1) :111–132, 2003. ISSN 1365-246X.
- A. Hubert-Ferrari, J. King, G. and van der Woerd, I. Villa, E. Altunel, and R. Armijo. Long-term evolution of the north anatolian fault : new constraints from its eastern termination. *Geological Society, London, Special Publications*, 311(1) :133, 2009.
- A. Hubert-Ferrari, R. Armijo, G. King, B. Meyer, and A. Barka. Morphology, displacement, and slip rates along the North Anatolian Fault, Turkey. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 107(B10), 2002.
- C. Imren, X. Le Pichon, C. Rangin, E. Demirbag, B. Ecevitoglu, and N. Görür. The north anatolian fault within the sea of marmara : a new interpretation based on multi-channel seismic and multi-beam bathymetry data. *Earth and Planetary Science Letters*, 186(2) :143 – 158, 2001.
- Y. Inouchi, Y. Kinugasa, F. Kumon, S. Nakano, S. Yasumatsu, and T. Shiki. Turbidites as records of intense palaeoearthquakes in lake biwa, japan. *Sedimentary Geology*, 104(1-4) : 117–125, 1996.
- J.H.F. Jansen, S.J. Van der Gaast, B. Koster, and A.J. Vaars. Cortex, a shipboard xrf-scanner for element analyses in split sediment cores. *Marine Geology*, 151(1-4) :143–153, 1998.
- R.W. Jibson. Use of landslides for paleoseismic analysis. *Engineering Geology*, 43(4) :291–323, 1996.
- L. Jolivet, L. Labrousse, P. Agard, O. Lacombe, V. Bailly, E. Lecomte, F. Mouthereau, and C. Mehl. Rifting and shallow-dipping detachments, clues from the corinth rift and the aegean. *Tectonophysics*, 483(3-4) :287–304, 2010.
- B. Jørgensen and S. Kasten. Sulfur cycling and methane oxidation. *Marine geochemistry*, pages 271–309, 2006.
- B.B. Jørgensen. Mineralization of organic matter in the sea bed—the role of sulphate reduction. *Nature*, 296, 1982.
- R. Karlin and S. Levi. Diagenesis of magnetic minerals in recent haemipelagic sediments. *Nature*, 303(5915) :327–330, 1983.
- R. Karlin and S. Levi. Geochemical and sedimentological control of the magnetic properties of hemipelagic sediments. *Journal of Geophysical Research*, 90(B12) :10373–10, 1985.
- S. Kasten, M. Zabel, V. Heuer, and C. Hensen. Processes and signals of nonsteady-state diagenesis in deep-sea sediments and their pore waters. *The South Atlantic in the Late Quaternary : Reconstruction of material budget and current systems*, pages 431–459, 2003.
- K.A. Kastens and M.B. Cita. Tsunami-induced sediment transport in the abyssal mediterranean sea. *Bulletin of the Geological Society of America*, 92(11) :845, 1981.
- I. Ketin. Tectonic units of anatolia. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*, 66 :23–34, 1966.
- R.B. Kidd, M.B. Cita, and W.B.F. Ryan. Stratigraphy of eastern mediterranean sapropel sequences recovered during dsdp leg 42a and their paleoenvironmental significance. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 42(Part 1) :421–443, 1978.
- J.W. King, S.K. Banerjee, and J. Marvin. A new rock-magnetic approach to selecting sediments for geomagnetic paleointensity studies : application to paleointensity for the last 4000 years. *Journal of Geophysical Research*, 88(B7) :5911–5921, 1983.
- E. Kirci-Elmas, OYA. Algan, Z. Özkar-Öngen, and U. Struck. Palaeoenvironmental Investigation of Sapropelic Sediments from the Marmara Sea : A Biostratigraphic Approach to Palaeoceanographic History During the Last Glacial–Holocene. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17 :129–168, 2008.
- Y. Klinger, K. Sieh, E. Altunel, A. Akoglu, A. Barka, T. Dawson, T. Gonzalez, A. Meltzner, and T. Rockwell. Paleoseismic evidence

- of characteristic slip on the western segment of the North Anatolian fault, Turkey. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93 (6) :2317, 2003. ISSN 0037-1106.
- M. Korte and CG Constable. Continuous geomagnetic field models for the past 7 millennia : 2. cal7k. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6 (1) :1–18, 2005.
- O. Kozacı, J. Dolan, R. Finkel, and R. Hartleb. Late Holocene slip rate for the North Anatolian fault, Turkey, from cosmogenic Cl-36 geochronology : Implications for the constancy of fault loading and strain release rates. *Geology*, 35(10), 2007.
- P.P. Kruiver and H. Passier. Coercivity analysis of magnetic phases in sapropel s1 related to variations in redox conditions, including an investigation of the s ratio. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2(12), 12 2001.
- D. Lal. In situ-produced cosmogenic isotopes in terrestrial rocks. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16 :355–388, 1988.
- D. Lal. Cosmic ray labeling of erosion surfaces : in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters*, 104, 1991.
- K. Lambeck, D. Sivan, and A. Purcell. Timing of the last mediterranean sea–black sea connection from isostatic models and regional sea-level data. *The Black Sea Flood Question : Change in Coastline. Climate and Human Settlement. Springer, Heidelberg*, pages 797–808, 2007.
- CG Langereis and MJ Dekkers. Magnetic cyclostratigraphy : high-resolution dating in and beyond the quaternary and analysis of periodic changes in diagenesis and sedimentary magnetism. *Quaternary Climates, Environments and Magnetism*, pages 352–382, 1999.
- J.C. Larrasoana, A.P. Roberts, J.S. Stoner, C. Richter, and R. Wehausen. A new proxy for bottom-water ventilation in the eastern mediterranean based on diagenetically controlled magnetic properties of sapropel-bearing sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 190 :221–242, 2003.
- J.C. Larrasoana, A.P. Roberts, A. Hayes, R. Wehausen, and E.J. Rohling. Detecting missing beats in the mediterranean climate rhythm from magnetic identification of oxidized sapropels (ocean drilling program leg 160). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 156 (3) :283–293, 2006.
- M. Le Beon, Y. Klinger, A.Q. Amrat, A. Agnon, L. Dorbath, G. Baer, J.C. Ruegg, O. Charade, and O. Mayyas. Slip rate and locking depth from gps profiles across the southern dead sea transform. *Journal of Geophysical Research*, 113 :1–19, 2008.
- K. Le Dortz. *Cinématique de l'Iran central et oriental : Morphotectonique et datations cosmogéniques et OSL*. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6, 2010.
- K. Le Dortz, B. Meyer, M. Sébrier, H. Nazari, R. Braucher, M. Fattahi, L. Benedetti, M. Foroutan, L. Siame, D. Bourlès, et al. Holocene right-slip rate determined by cosmogenic and osl dating on the anar fault, central iran. *Geophysical Journal International*, 179 (2) :700–710, 2009.
- K. Le Dortz, B. Meyer, M. Sébrier, R. Braucher, H. Nazari, L. Benedetti, M. Fattahi, D. Bourlès, M. Foroutan, L. Siame, et al. Dating inset terraces and offset fans along the dehshir fault (iran) combining cosmogenic and osl methods. *Geophysical Journal International*, 2011.
- X. Le Pichon, A.M.C. Sengör, E. Demirbag, C. Rangin, C. Imren, R. Armijo, N. Görür, N. Çagatay, B. Mercier de Lepinay, B. Meyer, R. Saatçılar, and B. Tok. The active main marmara fault. *Earth and Planetary Science Letters*, 192(4) :595 – 616, 2001.
- X. Le Pichon, N. Chamot-Rooke, C. Rangin, and AMC. Sengör. The North Anatolian fault in the Sea of Marmara. *Journal of Geophysical Research*, 108(B4) :2179, 2003. ISSN 0148-0227.
- L. Londeix, Y. Herreyre, J.L. Turon, and W. Fletcher. Last glacial to holocene hydrology of the marmara sea inferred from a dinoflagellate cyst record. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 158(1-2) :52–71, 2009.

- L.J. Lourens, A. Antonarako, and AAM Van. Evaluation of the plio-pleistocene astronomical timescale. *Volume of abstracts excursion guide*, 117 :105–122, 1996.
- C. Major, W. Ryan, G. Lericolais, and I. Hajdas. Constraints on Black Sea outflow to the Sea of Marmara during the last glacial-interglacial transition. *Marine Geology*, 190 (1-2) :19–34, 2002. ISSN 0025-3227.
- C. Major, S.L. Goldstein, W.B.F. Ryan, G. Lericolais, A.M. Piotrowski, and I. Hajdas. The co-evolution of black sea level and composition through the last deglaciation and its paleoclimatic significance. *Quaternary Science Reviews*, 25(17-18) :2031 – 2047, 2006.
- D. Masson, R. Arzola, J. Wynn, E. Hunt, and Weaver P. Seismic triggering of landslides and turbidity currents offshore portugal. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2011.
- S. McClusky, S. Balassanian, A. Barka, C. Demir, S. Ergintav, I. Georgiev, O. Gurkan, M. Hamburger, K. Hurst, H. Kahle, et al. Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern mediterranean and caucasus. *Journal of Geophysical Research*, 105(B3) :5695–5719, 2000.
- S. McClusky, R. Reilinger, S. Mahmoud, D. Ben Sari, and A. Tealeb. Gps constraints on africa (nubia) and arabia plate motions. *Geophysical Journal International*, 155(1) :126–138, 2003.
- F.W. McCoy. *Late Quaternary sedimentation in the eastern Mediterranean Sea*. PhD thesis, Harvard, 1974.
- C.M. McHugh, L. Seeber, N. Braudy, M.H. Cormier, M.B. Davis, J.B. Diebold, N. Dieu-donne, R. Douilly, S.P.S. Gulick, M.J. Hornbach, et al. Offshore sedimentary effects of the 12 january 2010 haiti earthquake. *Geology*, 39(8) :723–726, 2011.
- C.M.G. McHugh, D. Gurung, L. Giosan, W.B.F. Ryan, Y. Mart, U. Sancar, L. Burckle, and N. Çağatay. The last reconnection of the marmara sea (turkey) to the world ocean : A paleoceanographic and paleoclimatic perspective. *Marine Geology*, 255(1-2) :64 – 82, 2008.
- C.M.G. McHugh, L. Seeber, M.H. Cormier, J.A. Dutton, N. Çağatay, A. Polonia, W.B.F. Ryan, and N. Gorur. Submarine earthquake geology along the North Anatolia Fault in the Marmara Sea, Turkey : A model for transform basin sedimentation. *Earth and Planetary Science Letters*, 248(3-4) :661–684, 2006.
- D. McKenzie. Active tectonics of the mediterranean region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 30(2) :109–185, 1972.
- D. McKenzie. Active tectonics of the alpine—himalayan belt : the aegean sea and surrounding regions. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 55(1) :217–254, 1978.
- B.J. Meade, B.H. Hager, S.C. McClusky, R.E. Reilinger, S. Ergintav, O. Lenk, A. Barka, and H. Ozener. Estimates of seismic potential in the marmara sea region from block models of secular deformation constrained by global positioning system measurements. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92 (1) :208, 2002.
- M.C. Melinte-Dobrinescu, J.P. Suc, G. Clauzon, S.M. Popescu, R. Armijo, B. Meyer, D. Bilitkin, M.N. Çağatay, G. Ucar, G. Jouanic, et al. The messinian salinity crisis in the dardanelles region : Chronostratigraphic constraints. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 278(1) :24–39, 2009.
- AS Meriaux, P. Tapponnier, FJ Ryerson, XW Xu, G. King, J. Van der Woerd, RC Finkel, HB Li, MW Caffee, ZQ Xu, et al. The aksay segment of the northern altyn tagh fault : Tectonic geomorphology, landscape evolution, and holocene slip rate. *J. geophys. Res*, 110 :B04404, 2005.
- S. Migeon, O. Weber, J.C. Faugeres, and J. Saint-Paul. SCOPIX : a new X-ray imaging system for core analysis. *Geo-Marine Letters*, 18(3) :251–255, 1999. ISSN 0276-0460.
- J.W. Morse and J.C. Cornwell. Analysis and distribution of iron sulfide minerals in recent anoxic marine sediments. *Marine Chemistry*, 22(1) :55–69, 1987.

- T. Mulder and P. Cochonat. Classification of offshore mass movements. *Journal of Sedimentary Research*, 66(1) :43, 1996.
- T. Mulder, J.P.M. Syvitski, S. Migeon, J.C. Faugetes, and B. Savoye. Marine hyperpycnal flows : initiation, behavior and related deposits. a review. *Marine and Petroleum Geology*, 20(6-8) :861–882, 2003.
- J.R. Muller and A. Aydin. Using mechanical modeling to constrain fault geometries proposed for the northern Marmara Sea. *Journal of Geophysical Research*, 110(B3) :B03407, 2005. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2004JB003226.
- T. Nakajima and Y. Kanai. Sedimentary features of seismoturbidites triggered by the 1983 and older historical earthquakes in the eastern margin of the japan sea. *Sedimentary Geology*, 135(1-4) :1–19, 2000.
- S.S. Nalbant, A. Hubert, and G.C.P. King. Stress coupling between earthquakes in northwest turkey and the north aegean sea. *Journal of Geophysical Research*, 103(24) :469–24, 1998.
- L.N. Neretin, M.E. Böttcher, B.B. Jørgensen, I.I. Volkov, H. Lüschen, and K. Hilgenfeldt. Pyritization processes and greigite formation in the advancing sulfidization front in the upper pleistocene sediments of the black sea 1. *Geochimica et cosmochimica acta*, 68(9) : 2081–2093, 2004.
- I.A. Nijenhuis and G.J. de Lange. Geochemical constraints on pliocene sapropel formation in the eastern mediterranean. *Marine Geology*, 163(1-4) :41–63, 2000.
- K. Nishiizumi, D. Lal, J. Klein, R. Middleton, and J.R. Arnold. Production of ^{10}Be and ^{26}Al by cosmic rays in terrestrial quartz in situ and implications for erosion rates. *Nature*, 319(6049) :134–136, 1986.
- S.F. Obermeier, S.M. Olson, and R.A. Green. Field occurrences of liquefaction-induced features : a primer for engineering geologic analysis of paleoseismic shaking. *Engineering Geology*, 76(3-4) :209–234, 2005.
- A.I. Okay. Geology of turkey : A synopsis. *Anschnitt*, 21 :19–42, 2008.
- A.I. Okay and O. Tüysüz. Tethyan sutures of northern turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 156(1) :475, 1999.
- A.I. Okay, M. Siyako, and K.A. Burkan. Geology and tectonic evolution of the biga peninsula, northwest turkey. *Bulletin of Istanbul Technical University*, 44 :191–255, 1991.
- A.I. Okay, E. Demirbağ, H. Kurt, N. Okay, and İ. Kuşçu. An active, deep marine strike-slip basin along the North Anatolian fault in Turkey. *Tectonics*, 18(1) :129–147, 1999. ISSN 0278-7407.
- A.I. Okay, M. Satir, and W. Siebel. Pre-alpide palaeozoic and mesozoic orogenic events in the eastern mediterranean region. *Geological Society, London, Memoirs*, 32(1) :389, 2006.
- N. Okay and B. Ergun. Source of the basinal sediments in the Marmara Sea investigated using heavy minerals in the modern beach sands. *Marine Geology*, 216(1-2) :1–15, 2005.
- N.D. Opdyke and J.H. Foster. Paleomagnetism of cores from the north pacific. *Geol. Soc. Am. Mem*, 126 :83–95, 1970.
- E. Ozsoy, M.A. Latif, S. Besiktepe, N. Çetin, M.C. Gregg, V. Belokopytov, Y. Goryachkin, and V. Diaconu. The bosphorus strait : Exchange fluxes, currents and sea-level changes. *NATO SCIENCE SERIES 2 ENVIRONMENTAL SECURITY*, 47(2) :1–28, 1998.
- H. Palike, N.J. Shackleton, and U. Rohl. Astronomical forcing in late eocene marine sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 193(3-4) :589–602, 2001.
- J.R. Parke, T.A. Minshall, G. Anderson, White, D. McKenzie, I. Kuşçu, J.M. Bull, N. Görür, and C. Şengör. Active faults in the sea of marmara, western turkey, imaged by seismic reflection profiles. *Terra Nova*, 11(5) : 223–227, 1999. ISSN 1365-3121.
- T. Parsons, S. Toda, R.S. Stein, A. Barka, and J.H. Dieterich. Heightened odds of large earthquakes near Istanbul : an interaction-based probability calculation. *Science*, 288 (5466) :661, 2000. ISSN 0036-8075.

- H.F. Passier, J.J. Middelburg, G.J. de Lange, and M.E. Böttcher. Modes of sapropel formation in the eastern Mediterranean : some constraints based on pyrite properties. *Marine Geology*, 153(1-4) :199–219, 1999. ISSN 0025-3227.
- H.F. Passier, G.J. De Lange, and M.J. Dekkers. Magnetic properties and geochemistry of the active oxidation front and the youngest sapropel in the eastern mediterranean sea. *Geophysical Journal International*, 145(3) :604–614, 2001.
- G. Peltzer and P. Tapponnier. Formation and evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during the india-asia collision : An experimental approach. *Journal of Geophysical Research*, 93(B12) :15085–15, 1988.
- F.J. Pettijohn, P.E. Potter, and R. Siever. *Sand and sandstone*. Springer, 1987.
- N. Pondard. *Le pull-apart de la Mer de Marmara (Faille Nord Anatolienne) : évolution morphologique et tectonique, interactions entre failles, et aléa sismique de la région d'Istanbul*. PhD thesis, Institut de Physique du Globe de Paris, 2006.
- N. Pondard, R. Armijo, G.C.P. King, B. Meyer, and F. Flerit. Fault interactions in the Sea of Marmara pull-apart (North Anatolian Fault) : earthquake clustering and propagating earthquake sequences. *Geophysical Journal International*, 171(3) :1185–1197, 2007.
- S. Pucci. *The Düzce segment of the North Anatolian Fault Zone (Turkey) : Understanding its seismogenic behavior through earthquake geology, tectonic geomorphology and paleoseismology*. PhD thesis, Università degli Studi di Perugia, 2006.
- C.B. Ramsey. Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy ; the oxcal program. *Radiocarbon*, 37(2) :425–430, 2006.
- C. Rangin, X. Le Pichon, E. Demirbag, and C. Imren. Strain localization in the Sea of Marmara : Propagation of the North Anatolian Fault in a now inactive pull-apart. *Tectonics*, 23(2) :TC2014, 2004. ISSN 0278-7407.
- R.C. Reedy, J.R. Arnold, and D. Lal. Cosmic-ray record in solar system matter. *Science*, 219(4581) :127, 1983.
- R. Reilinger, S. McClusky, P. Vernant, S. Lawrence, S. Ergintav, R. Cakmak, H. Ozener, F. Kadirov, I. Guliev, R. Stepanyan, et al. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research*, 111(B5) :B05411, 2006. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2005JB004051.
- J.A. Robbins. Geochemical and geophysical applications of radioactive lead. *The biogeochemistry of lead in the environment*, 1 :285–337, 1978.
- A.P. Roberts and G.M. Turner. Diagenetic formation of ferrimagnetic iron sulphide minerals in rapidly deposited marine sediments, south island, new zealand. *Earth and Planetary Science Letters*, 115(1-4) :257–273, 1993.
- A.P. Roberts, J.S. Stoner, and C. Richter. Diagenetic magnetic enhancement of sapropels from the eastern Mediterranean Sea. *Marine Geology*, 153(1-4) :103–116, 1999. ISSN 0025-3227.
- A.P. Roberts, L. Chang, C.J. Rowan, C.S. Horng, F. Florindo, et al. Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe₃S₄) : An update. *Rev. Geophys*, 49, 2011.
- T. Rockwell, A. Barka, T. Dawson, S. Akyuz, and K. Thorup. Paleoseismology of the Gazikoy-Saros segment of the North Anatolia fault, northwestern Turkey : Comparison of the historical and paleoseismic records, implications of regional seismic hazard, and models of earthquake recurrence. *Journal of Seismology*, 5(3) :433–448, 2001. ISSN 1383-4649.
- M.A. Rodriguez-Pascua, J.P. Calvo, G. De Vicente, and D. Gómez-Gras. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the prebeitic zone, se Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the late miocene. *Sedimentary Geology*, 135(1-4) :117–135, 2000.

- M.A. Rodríguez Pascua, G. De Vicente, J.P. Calvo, and R. Pérez-López. Similarities between recent seismic activity and paleoseismites during the late miocene in the external betic chain (spain) : relationship by b'value and the fractal dimension. *Journal of Structural Geology*, 25(5) :749–763, 2003.
- EJ Rohling and FJ Hilgen. The eastern mediterranean climate at times of sapropel formation : a review. *Geologie en Mijnbouw*, 70 (3) :253–264, 1991.
- E.J. Rohling and R.C. Thunell. Five decades of Mediterranean palaeoclimate and sapropel studies. *Marine Geology*, 153(1-4) :7–10, 1999. ISSN 0025-3227.
- M. Rossignol-Strick. Mediterranean quaternary sapropels, an immediate response of the african monsoon to variation of insolation. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 49(3-4) :237–263, 1985.
- M. Rossignol-Strick, M. Paterne, FC Bassinot, K.C. Emeis, and GJ De Lange. An unusual mid-pleistocene monsoon period over africa and asia. *Nature*, 392(6673) :269–272, 1998.
- R.G. Rothwell. *New techniques in sediment core analysis*. Geological Society Pub House, 2006. ISBN 1862392102.
- C.J. Rowan, A.P. Roberts, and T. Broadbent. Reductive diagenesis, magnetite dissolution, greigite growth and paleomagnetic smoothing in marine sediments : A new view. *Earth and Planetary Science Letters*, 277 (1-2) :223–235, 2009. ISSN 0012-821X.
- W.B.F. Ryan, W.C. Pitman, C.O. Major, K. Shimkus, V. Moskalenko, G.A. Jones, P. Dimitrov, N. Görür, M. Sakinç, and H. Yüce. An abrupt drowning of the black sea shelf. *Marine Geology*, 138(1) :119–126, 1997.
- E. Sarı and MN. Çağatay. Turbidites and their association with past earthquakes in the deep Çınarcık Basin of the Marmara Sea. *Geo-Marine Letters*, 26(2) :69–76, 2006.
- S. Schmidt, H. Howa, A. Mouret, F. Lombard, P. Anschutz, and L. Labeyrie. Particle fluxes and recent sediment accumulation on the aquitanian margin of bay of biscay. *Continental Shelf Research*, 29(8) :1044–1052, 2009.
- M. Schnellmann, F.S. Anselmetti, D. Giardini, J.A. McKenzie, and S.N. Ward. Prehistoric earthquake history revealed by lacustrine slump deposits. *Geology*, 30(12) :1131, 2002.
- Lothar Schulte, Ramon Julia, Francesc Burjachs, and Alexandra Hilgers. Middle pleistocene to holocene geochronology of the river aguas terrace sequence (iberian peninsula) : Fluvial response to mediterranean environmental change. *Geomorphology*, 98 (1–2) :13 – 33, 2008.
- L. Seeber, M.H. Cormier, C. McHugh, O. Emre, A. Polonia, and C. Sorlien. Rapid subsidence and sedimentation from oblique slip near a bend on the North Anatolian transform fault in the Marmara Sea, Turkey. *Geology*, 34(11) :933–936, 2006. ISSN 0091-7613.
- L. Seeber, C. Sorlien, M. Steckler, and M.H. Cormier. Continental transform basins : Why are they asymmetric ? *Eos Trans. AGU*, 91(4) :29–30, 2010.
- L. Seeber, O. Emre, MH. Cormier, C.C. Sorlien, C.M.G. McHugh, A. Polonia, N. Ozer, and N Çağatay. Uplift and subsidence from oblique slip : the Ganos-Marmara bend of the North Anatolian Transform, Western Turkey. *Tectonophysics*, 391(1-4) :239–258, 2004.
- A.M.C. Sengör. The north anatolian transform fault : its age, offset and tectonic significance. *Journal of the Geological Society*, 136 (3) :269, 1979.
- A.M.C. Sengör and Y. Yılmaz. Tethyan evolution of turkey : a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75(3-4) :181–190, 1981.
- A.M.C. Sengör, N. Görür, and F. Saroglu. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape : Turkey as a case study. *Strike-slip faulting and Basin formation*, 37 :227–264, 1985.
- A.M.C. Sengör, O. Tüysüz, C. Imren, M. Sakinç, H. Eyidogan, N. Görür, X. Le Pichon, and C. Rangin. The North Anatolian fault : A new look. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 33 :37–112, 2005. ISSN 0084-6597.

- T. Shiki, F. Kumon, Y. Inouchi, Y. Kontani, T. Sakamoto, M. Tateishi, H. Matsubara, and K. Fukuyama. Sedimentary features of the seismo-turbidites, lake biwa, japan. *Sedimentary Geology*, 135(1-4) :37–50, 2000.
- L.L. Siame, R. Braucher, and D.L. Bourlès. Les nucléides cosmogéniques produits in-situ ; de nouveaux outils en géomorphologie quantitative. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 171(4) :383, 2000.
- M. Siyako and O. Huvaz. Eocene stratigraphic evolution of the thrace basin, turkey. *Sedimentary Geology*, 198(1-2) :75–91, 2007.
- A.W. Skempton and J. Hutchinson. Stability of natural slopes and embankment foundations. In *Soil Mech & Fdn Eng Conf Proc/Mexico/*, 1969.
- A.D. Smith, T. Taymaz, F. Oktay, H. Yüce, B. Alpar, H. Başaran, J.A. Jackson, S. Kara, and M. Şimşek. High-resolution seismic profiling in the sea of marmara (northwest turkey) : Late quaternary sedimentation and sea-level changes. *Geological Society of America Bulletin*, 107(8) :923, 1995.
- M. Sperazza, J.N. Moore, and M.S. Hendrix. High-resolution particle size analysis of naturally occurring very fine-grained sediment through laser diffractometry. *Journal of Sedimentary Research*, 74(5) :736–743, 2004.
- M. Sperling, G. Schmiedl, C. Hemleben, K.C. Emeis, H. Erlenkeuser, and P.M. Grootes. Black sea impact on the formation of eastern mediterranean sapropel s1 ? evidence from the marmara sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 190 :9–21, 2003. ISSN 0031-0182.
- G. St-Onge, T. Mulder, D.J.W. Piper, C. Hillaire-Marcel, and J.S. Stoner. Earthquake and flood-induced turbidites in the saguenay fjord (québec) : a holocene paleoseismicity record. *Quaternary Science Reviews*, 23(3-4) :283–294, 2004.
- G.M. Stampfli. Tethyan oceans. *Geological society, london, special publications*, 173(1) :1, 2000.
- R.S. Stein, A.A. Barka, and J.H. Dieterich. Progressive failure on the north anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophysical Journal International*, 128(3) :594–604, 1997.
- J.O. Stone. Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research*, 105(B10) :23753–23, 2000.
- JO Stone, GL Allan, LK Fifield, and RG Cresswell. Cosmogenic chlorine-36 from calcium spallation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(4) :679–692, 1996.
- J.O.H. Stone, J.M. Evans, L.K. Fifield, G.L. Allan, and R.G. Cresswell. Cosmogenic chlorine-36 production in calcite by muons. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(3) :433–454, 1998. ISSN 0016-7037.
- J.S. Stoner, C. Richter, and A.P. Roberts. Data report : High-resolution study of magnetic properties of sapropel-bearing sediments from sites 966, 967, and 969, eastern mediterranean sea. In *Proceedings-Ocean Drilling Program Scientific Results*, pages 75–82. National Science Foundation, 1998.
- C. Strechie, F. André, A. Jelinowska, P. Tucholka, F. Guichard, G. Lericolais, and N. Panin. Magnetic minerals as indicators of major environmental change in holocene black sea sediments : preliminary results. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 27(25) :1363–1370, 2002.
- M. Sturm, C. Siegenthaler, and R.A. Pickrill. Turbidites and “homogenites”—a conceptual model of flood and slide deposits. *Int. Assoc. Sedimentol., ASF Publication*, 20 :140, 1995.
- P. Tapponnier, G. Peltzer, A.Y. Le Dain, R. Armijo, and P. Cobbold. Propagating extrusion tectonics in asia : New insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 10(12) :611, 1982.
- L. Tauxe. Sedimentary records of relative paleointensity of the geomagnetic field : theory and practice. *Rev. Geophys*, 31(3) : 319–354, 1993.
- L. Tauxe. *Essentials of Paleomagnetism*. University of California Press, 2010.

- J. Thomson, NC Higgs, TRS Wilson, I.W. Croudace, G.J. De Lange, and P.J.M. Van Santvoort. Redistribution and geochemical behaviour of redox-sensitive elements around s1, the most recent eastern mediterranean sapropel. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(17) :3487–3501, 1995.
- L. Tolun, M.N. Çağatay, and W.J. Carrigan. Organic geochemistry and origin of Late Glacial-Holocene sapropelic layers and associated sediments in Marmara Sea. *Marine Geology*, 190(1-2), 2002.
- M.D. Tryon, P. Henry, M.N. Çağatay, T.A.C. Zitter, L. Geli, L. Gasperini, P. Burnard, S. Bourlange, and C. Grall. Pore fluid chemistry of the North Anatolian Fault Zone in the Sea of Marmara : A diversity of sources and processes. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2010.
- A. Tudryn and P. Tucholka. Magnetic monitoring of thermal alteration for natural pyrite and greigite. *Acta Geophysica Polonica*, 52(4) : 509–520, 2004.
- A. Tudryn, P. Tucholka, E. Gibert, F. Gasse, and K. Wei. A late pleistocene and holocene mineral magnetic record from sediments of lake aibi, dzungarian basin, nw china. *Journal of Paleolimnology*, 44(1) :109–121, 2010.
- PC Tzedakis, MR Frogley, IT Lawson, RC Preece, I. Cacho, and L. De Abreu. Ecological thresholds and patterns of millennial-scale climate variability : the response of vegetation in greece during the last glacial period. *Geology*, 32(2) :109, 2004.
- G. Uçarkuş. *Active faulting and earthquake scarps along the North Anatolian Fault in the Sea of Marmara*. PhD thesis, Istanbul Technical University, 2010.
- U. Unluata, T. Oguz, M.A. Latif, and E. Ozsoy. On the physical oceanography of the turkish straits. *The physical oceanography of sea straits*, pages 25–60, 1990.
- J.P. Valet. Time variations in geomagnetic intensity. *Rev. Geophys*, 41(1) :1004, 2003.
- J. Van der Woerd, Y. Klinger, K. Sieh, P. Tapponnier, F.J. Ryerson, and A.S. Mériaux. Long-term slip rate of the southern san andreas fault from 10be-26al surface exposure dating of an offset alluvial fan. *J. geophys. Res*, 111 :B04407, 2006.
- P. Van Santvoort. *Fluxes, diagenesis, and the variation of proxies in eastern Mediterranean sediments*. PhD thesis, Universiteit Utrecht, 2004.
- P. Van Santvoort, G.J. De Lange, C.G. Lange-reis, M.J. Dekkers, and M. Paterne. Geochemical and paleomagnetic evidence for the occurrence of “missing” sapropels in eastern Mediterranean sediments. *Paleoceanography*, 12(6) :773–786, 1997. ISSN 0883-8305.
- A. Van Welden. *Enregistrements sédimentaires imbriqués d’une activité sismique et de changements paléoenvironnementaux. Etude comparative de différents sites : Golfe de Corinthe (Grèce), Lac de Shkodra (Albanie/Monténégro), Golfe de Cariaco (Vénézuëla)*. PhD thesis, Université de Savoie, 2007.
- R. Vassallo, M. Jolivet, J.F. Ritz, R. Braucher, C. Larroque, C. Sue, M. Todbileg, and D. Javkhlanbold. Uplift age and rates of the gurban bogd system (gobi-altay) by apatite fission track analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 259(3-4) :333–346, 2007.
- L. Vidal, G. Menot, C. Joly, H. Bruneton, F. Rostek, M. N. Çağatay, C. Major, and E. Bard. Hydrology in the Sea of Marmara during the last 23 ka : Implications for timing of Black Sea connections and sapropel deposition. *Paleoceanography*, 25, 2010. doi : 10.1029/2009PA001735.
- P.A Vlag, P.P. Kruiver, and M.J. Dekkers. Evaluating climate change by multivariate statistical techniques on magnetic and chemical properties of marine sediments (azores region). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 212(1-2) :23 – 44, 2004.
- F. Von Blanckenburg. The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment. *Earth and Planetary Science Letters*, 237(3-4) :462–479, 2005. ISSN 0012-821X.
- R. Weeks, C. Laj, L. Endignoux, M. Fuller, A. Roberts, R. Manganne, E. Blanchard,

- and W. Goree. Improvements in long-core measurement techniques : Applications in palaeomagnetism and palaeoceanography. *Geophysical Journal International*, 114(3) :651–662, 1993.
- R. Wehausen and H.J. Brumsack. Chemical cycles in pliocene sapropel-bearing and sapropel-barren eastern mediterranean sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158(3) :325–352, 2000.
- R. Weldon, K. Scharer, T. Fumal, and G. Biasi. Wrightwood and the earthquake cycle : what a long recurrence record tells us about how faults work. *GSA TODAY*, 14(9) :4–10, 2004.
- G.J. Weltje and R. Tjallingii. Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores : Theory and application. *Earth and Planetary Science Letters*, 274(3-4) :423–438, 2008. ISSN 0012-821X.
- H.K. Wong, T. Lüdmann, A. Ulug, and N. Görür. The Sea of Marmara : a plate boundary sea in an escape tectonic regime. *Tectonophysics*, 244(4) :231–250, 1995. ISSN 0040-1951.
- C. Yaltirak. Tectonic evolution of the Marmara Sea and its surroundings. *Marine Geology*, 190(1-2) :493–529, 2002. ISSN 0025-3227.
- C. Yaltirak and B. Alpar. Kinematics and evolution of the northern branch of the North Anatolian Fault (Ganos Fault) between the Sea of Marmara and the Gulf of Saros. *Marine geology*, 190(1-2) :351–366, 2002. ISSN 0025-3227.
- Y. Yılmaz, O. Tüysüz, E. Yığıtbaş, ŞC Genç, and A.M.C. Şengör. Geology and tectonics of the pontides. *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Memoir*, 68 :183–226, 1997.
- Y. Yılmaz, O. Tüysüz, E. Yigitbas, S. Can Genç, and A.M.C. Sengör. Geology and tectonic evolution of the pontides. *Memoirs-American Association of Petroleum Geologists*, pages 183–226, 1998.
- Y. Yılmaz, E. Gökasan, and A.Y. Erbay. Morphotectonic development of the marmara region. *Tectonophysics*, 488(1-4) :51–70, 2010.
- M. Yücel, G.W. Luther, and W.S. Moore. Earthquake-induced turbidite deposition as a previously unrecognized sink for hydrogen sulfide in the black sea sediments. *Marine Chemistry*, 121(1) :176–186, 2010.
- M. Ziegler, T. Jilbert, G.J. de Lange, L.J. Lourens, and G.J. Reichert. Bromine counts from xrf scanning as an estimate of the marine organic carbon content of sediment cores. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9(5), 05 2008.
- T. A. C. Zitter, P. Henry, G. Aloisi, G. Delaygue, M. N. Çağatay, B. Mercier de Lepinay, M. Al-Samir, F. Fornacciari, M. Tesmer, A. Pekdeğer, K. Wallmann, and G. Lericolais. Cold seeps along the main Marmara Fault in the Sea of Marmara (Turkey). *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers*, 55(4) : 552–570, 2008.

Annexe A

Carottes non présentées dans le cadre de l'étude paléomagnétique

A.0.1 Le Bassin de Tekirdağ

Les carottes Klg05 et Klg08 échantillonnent le bassin de Tekirdağ et présentent l'enregistrement le plus compliqué et à priori le moins fiable pour une étude de paléomagnétisme. En effet, on a vu dans le chapitre précédent que ces carottes présentent le plus de turbidites. Lorsque l'on enlève toutes les bases sableuses des dépôts turbiditiques, la moitié de l'enregistrement est alors retiré (Fig. A.2).

La carotte Klg05 présente des valeurs de susceptibilité magnétique de l'ordre de 20 à 30 SI sur toute sa profondeur. Elle ne présente pas d'évidence de diagenèse précoce qui doit avoir lieu à plus grande profondeur. Les données de NRM sont inexploitable sur le premier tronçon car la carotte ne présente pas d'aimantation (Fig. A.1). Cela peut être dû à un problème technique lors de la mesure, au fait que le haut de la carotte soit totalement perturbé sur le premier mètre cinquante. Le tronçon deux présente une aimantation autour d'une valeur moyenne de 2.10^{-2} A/m. Malgré l'absence de diminution du signal de susceptibilité magnétique avec la profondeur, les données de NRM présentent une chute du signal à 3 m de profondeur associée à une augmentation du S. Cette chute n'est pas aussi brutale que celle documentée dans les autres carottes de la Mer de Marmara.

La carotte Klg08 présente des valeurs de susceptibilité magnétiques de 30 SI. Elles chutent à 10 SI à 2 m de profondeur (ou 1.3 m en corrected depth). Les valeurs de NRM sont assez faibles et ont une aimantation autour de 1.10^{-2} A/m pour diminuer abruptement à 2 m de profondeur (Fig. A.2). Cette diagenèse n'est pas associée à une augmentation de Soufre. Elle présente donc une signature totalement différente des autres carottes localisées dans les bassins. Cela peut être une des conséquences de sa position dans la Mer de Marmara car elle se situe en dehors du bassin de Tekirdağ et à l'exutoire de trois bassins versants (voir figure localisation chapitre 2).

A.0.2 Le bassin Central : Klg02

La carotte Klg02 se situe au niveau de l'inner pull-apart du Bassin Central entre le haut topographique du Western High à l'Ouest et le bassin de Çınarcı à l'Est. Cette carotte a été

KLG05 part A

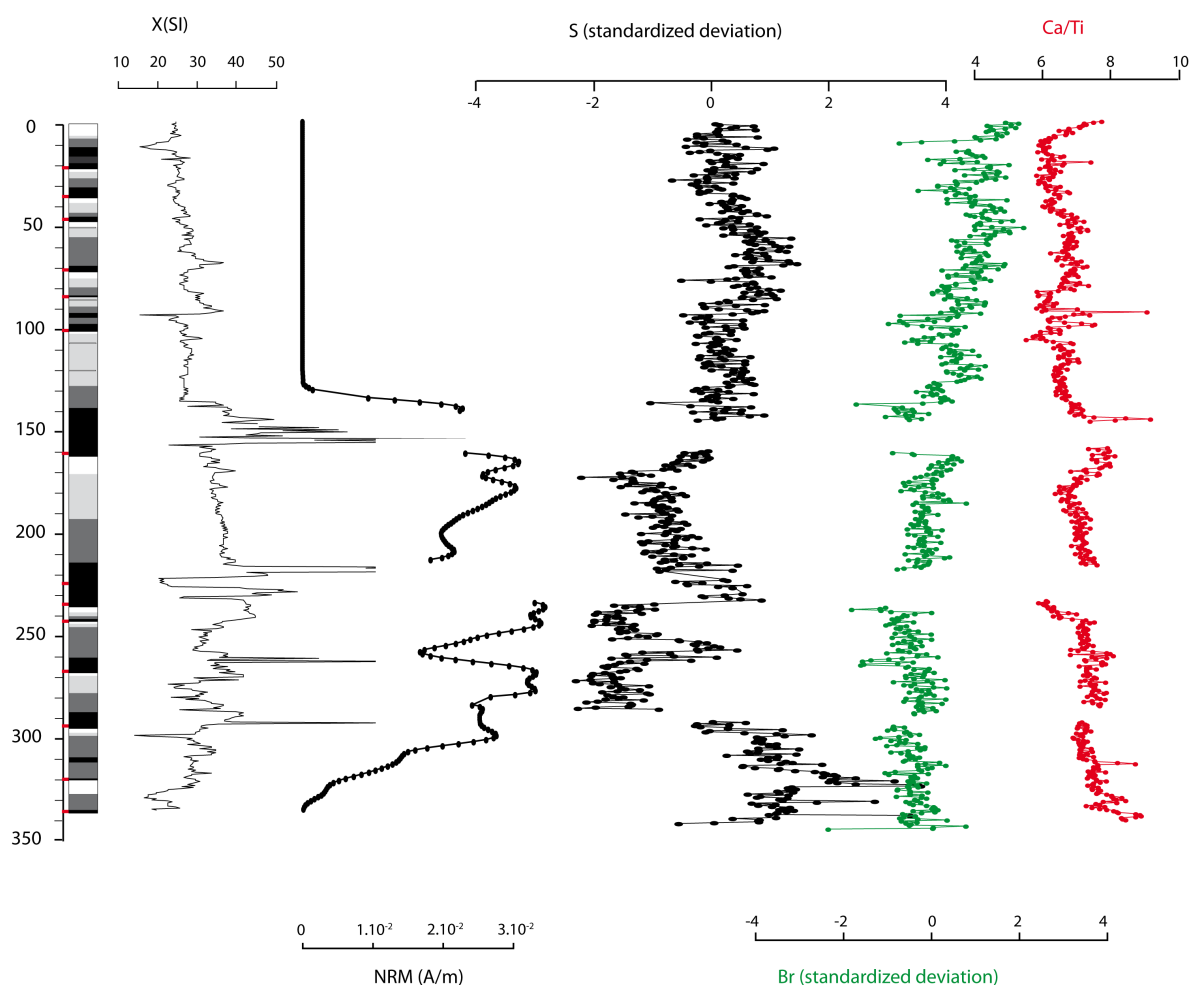


FIG. A.1 – Log stratigraphique de la carotte Klg05 avec les mesure de NRM, susceptibilité magnétique, Br, S et Ca/Ti

peu étudiée pour l'étude de magnétisme car elle présente deux grandes turbidites de 50 et 70 cm de largeur avec une grosse base érosive. Nous avons néanmoins effectué les mesures de désaimantation de NRM, ARM ainsi que les mesures de susceptibilité magnétique et de géochimie élémentaire. Les résultats sont présentés en figure A.3. Les valeurs de susceptibilité moyenne de la carotte est de 25-30 SI et chutent brutalement à 10 SI à une profondeur de 2.9 m. Les valeurs de NRM et ARM20 passent quant à elle respectivement de $1.5 - 2 \times 10^{-2}$ A/m à 1×10^{-4} A/m et 0.12 A/m à zéro exactement au même niveau que la chute de susceptibilité magnétique. Cette chute brutale et importante du signal magnétique est l'expression de la diagenèse précoce associée à la dissolution des grains ferrimagnétiques. Cette chute du signal magnétique est également marquée dans les données de géochimie. En effet, on peut remarquer une augmentation très importante du soufre (Fig. A.3-part A) et une diminution du Fer (Fig. A.3-part B) au niveau de la chute d'aimantation de la carotte. Cette zone est définie comme la zone de Fe-S redox interface où la grande augmentation du Soufre résulterait de la précipitation du Fer (Çağatay et al., 2004). Une couche sapropélique serait également présente marquée par l'augmentation conjointe du Br et du rapport Ca/Ti. Une seule augmentation est

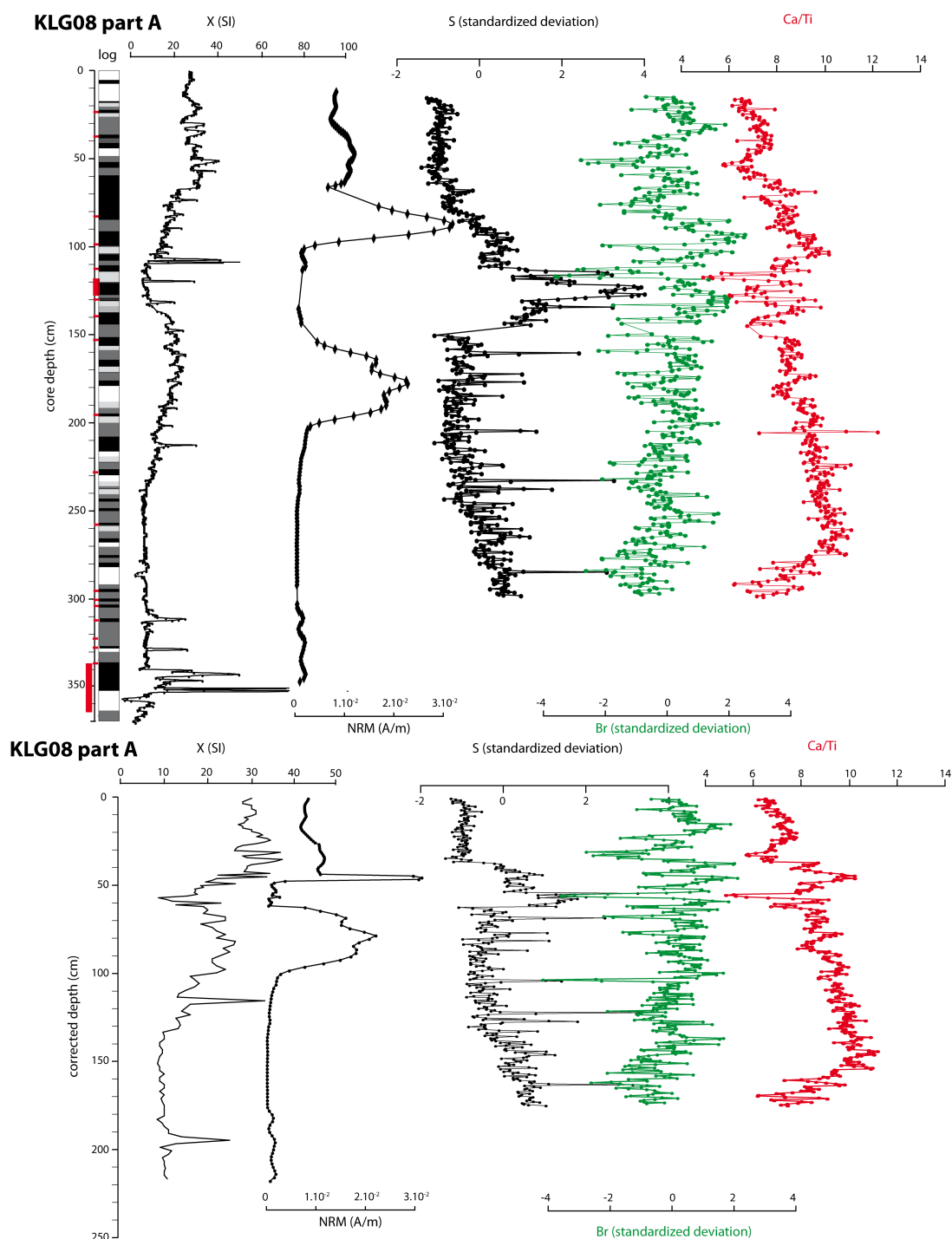


FIG. A.2 – Log stratigraphique de la carotte Klg08 et mesures de NRM, susceptibilité magnétique, de géochimie (Br, S, Ca/Ti). Une comparaison de l'enregistrement est effectué en enlevant les bases érosives

visible entre les profondeurs de 3 m et 3.5 m. Cette augmentation est corrélée à la diminution du signal magnétique.

Les valeurs de ARM_{20}/χ ont été représentées en parallèle des données de granulométrie moyenne afin de comparer la granulométrie magnétique de la granulométrie totale (Fig. A.3-part B).

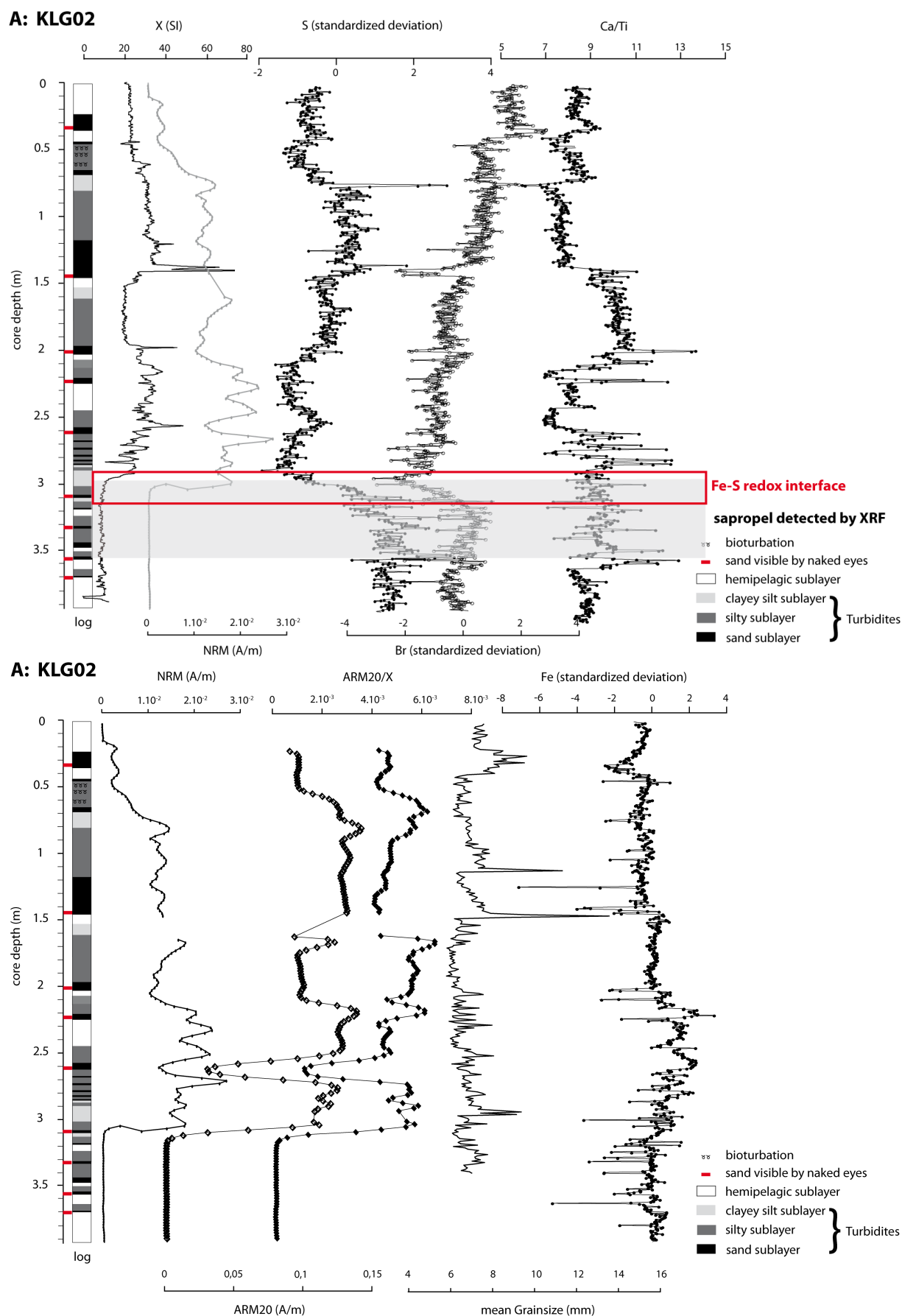


FIG. A.3 – Log stratigraphique de la carotte Klg02 et mesures de NRM, susceptibilité magnétique, ARM20, de géochimie (Br, S, Ca/Ti, Fe) et de granulométrie moyenne

Annexe B

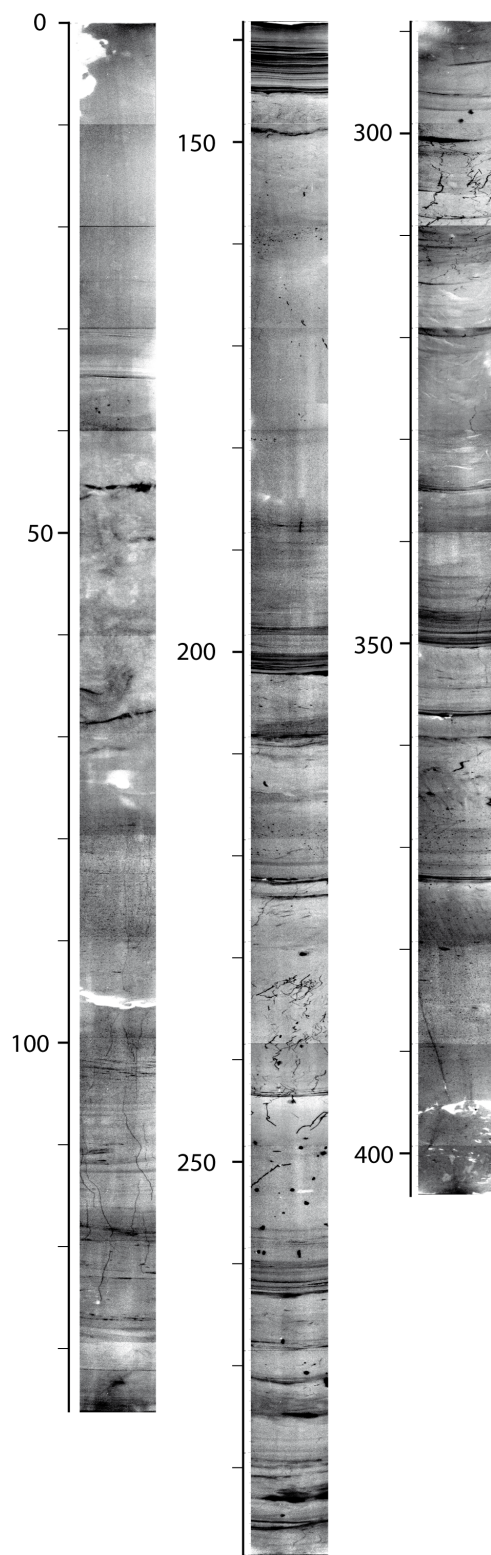
Données sur la Mer de Marmara

B.1 Images (photographie et scopix) des carottes étudiées

Klg02

Latitude: 40°50.28 N; Longitude: 28°00.54 E

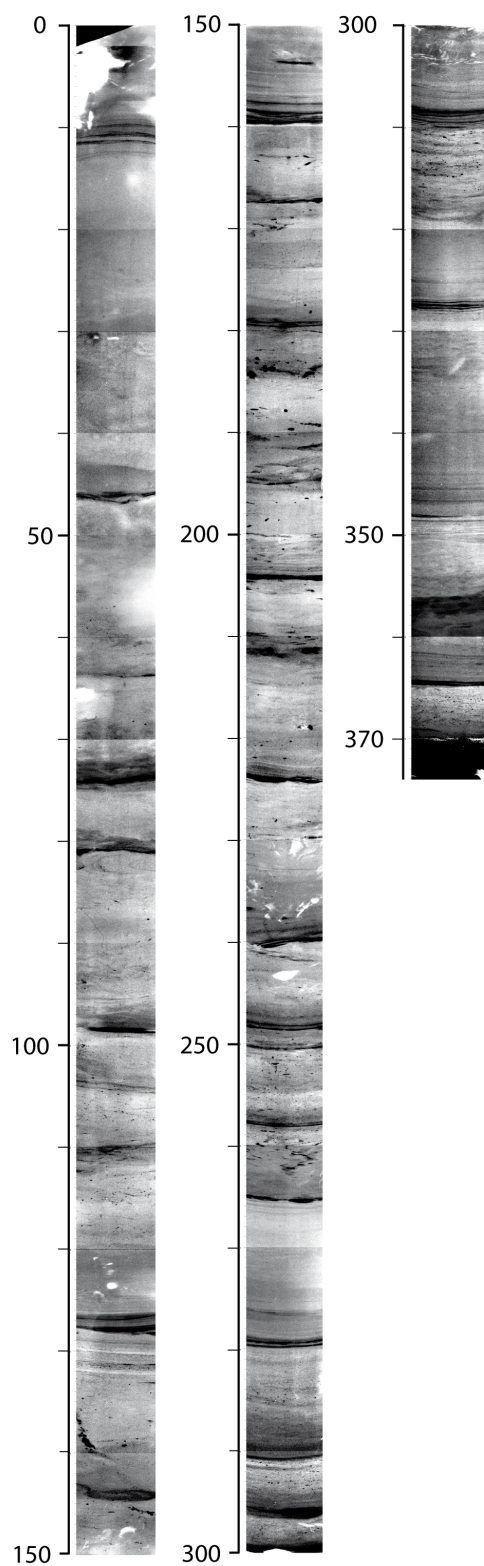
Longeur totale = 403 cm



Klg03

Latitude: 40°47.98 N; Longitude: 28°59.55E

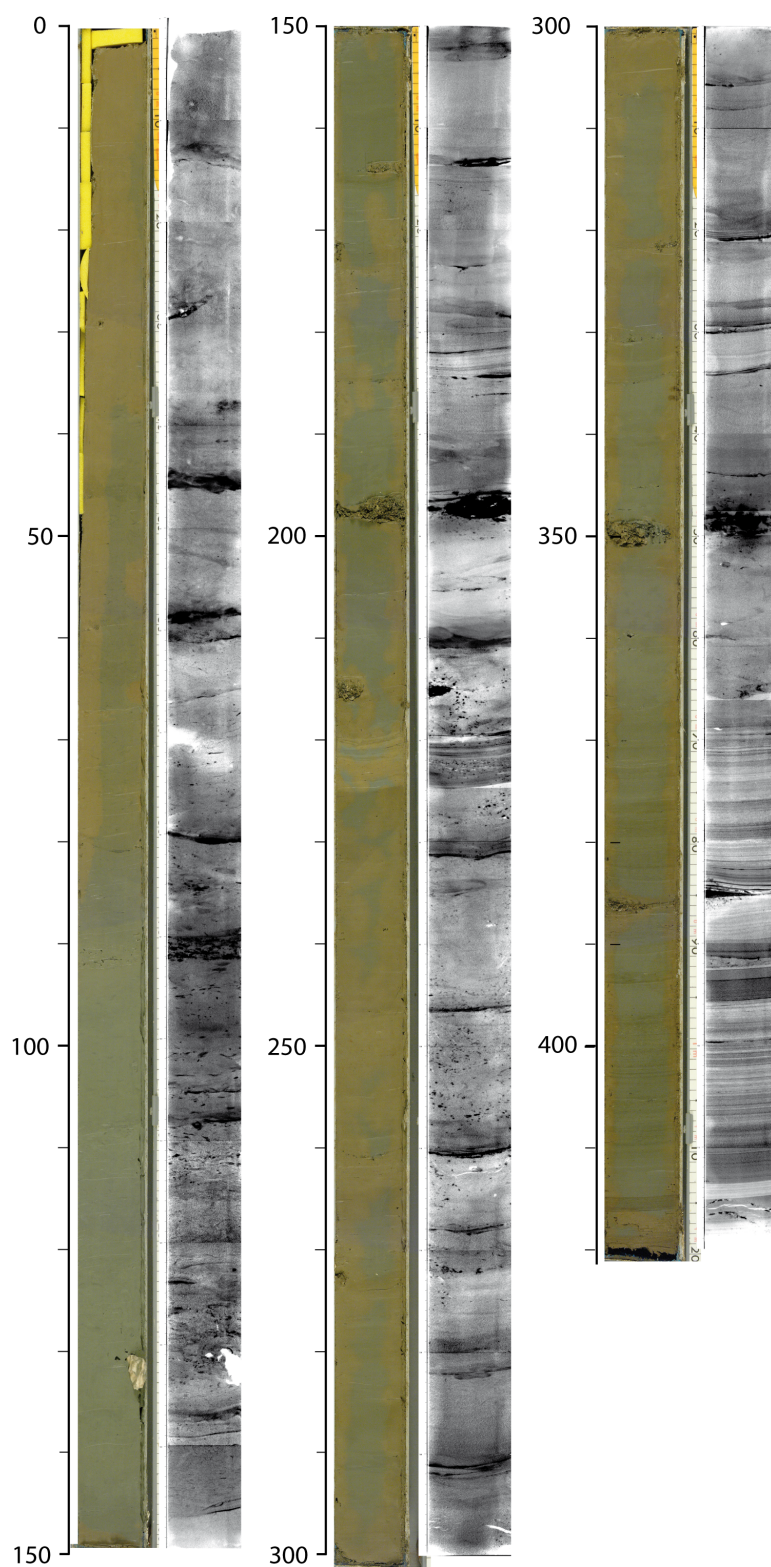
Longeur totale = 374 cm



Klg04

Latitude: 40°48.60 N; Longitude: 29°00.73E

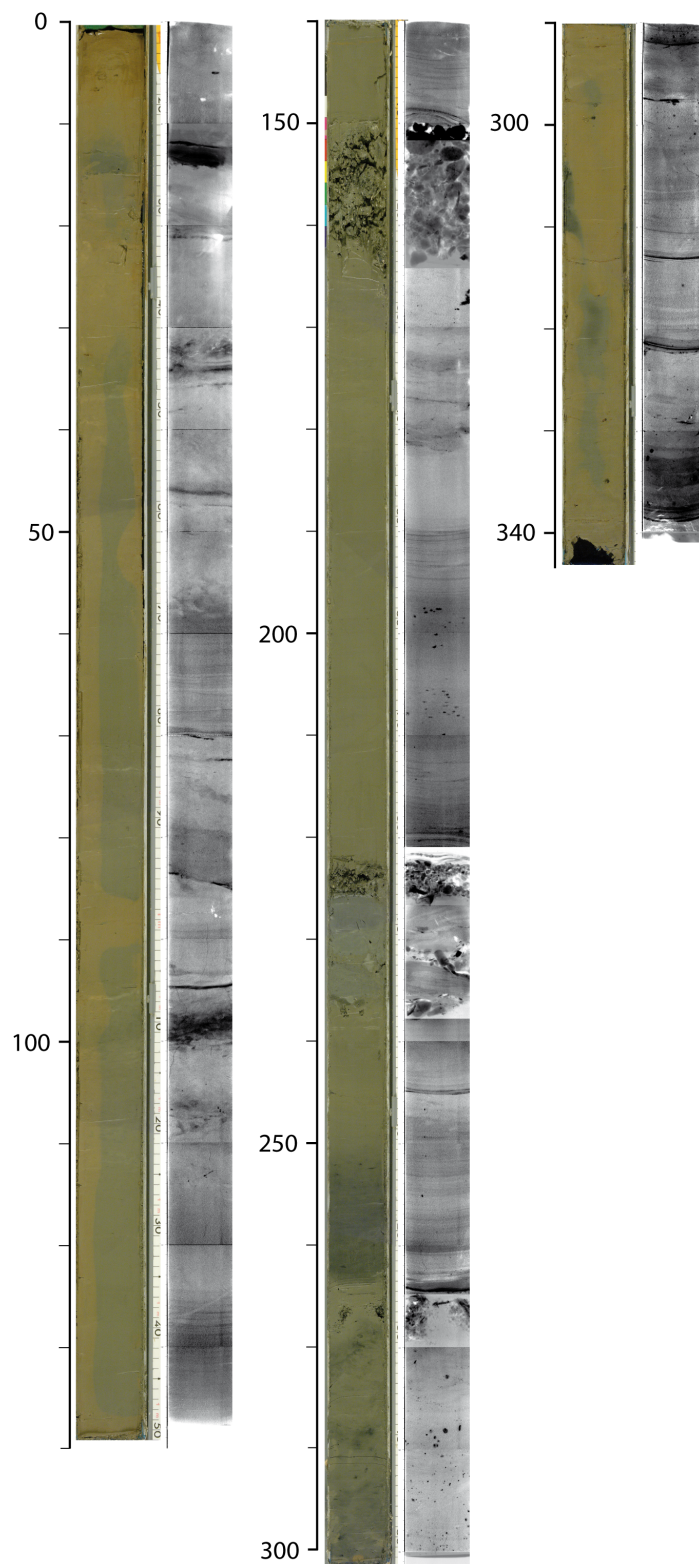
Longeur totale = 419 cm



Klg05

Latitude: 40°48.50 N; Longitude: 27°37.30E

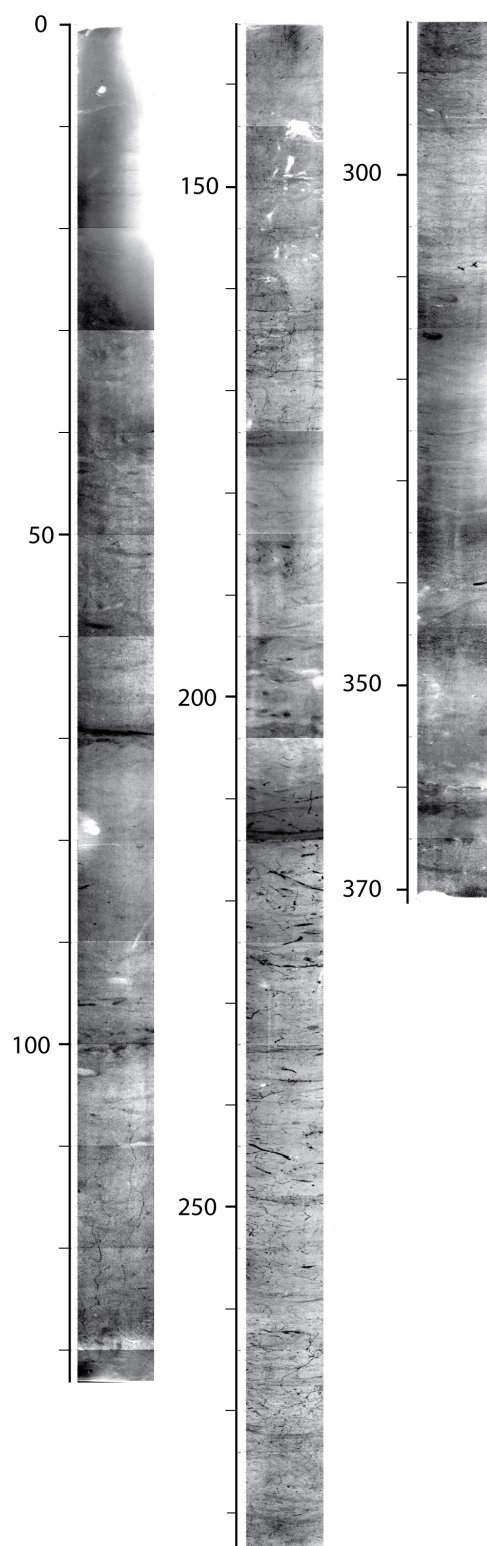
Longeur totale = 341 cm



Klg06

Latitude: 40°48.50 N; Longitude: 27°44.08 E

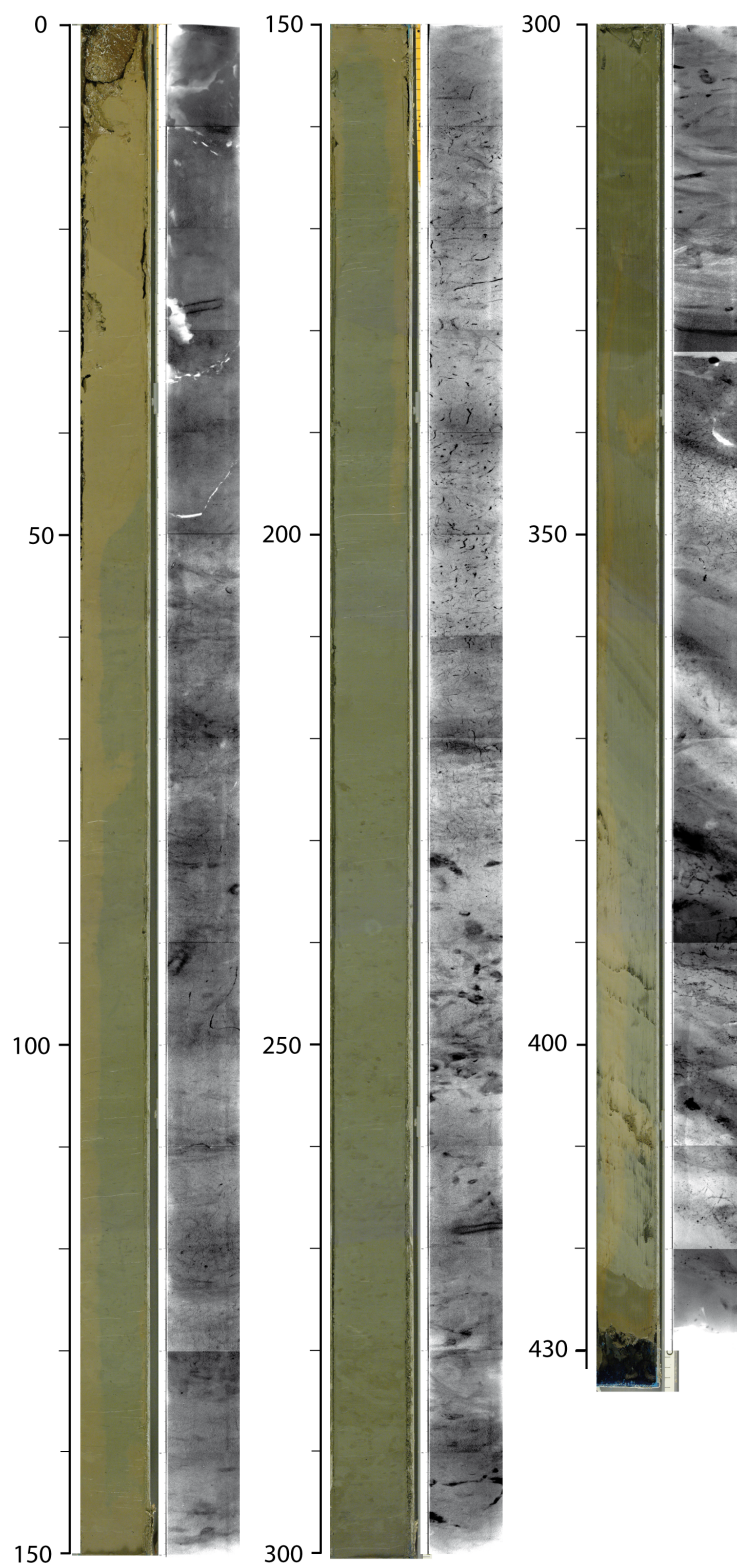
Longeur totale = 371 cm



Klg07

Latitude: 40°49.11 N; Longitude: 27°54.44 E

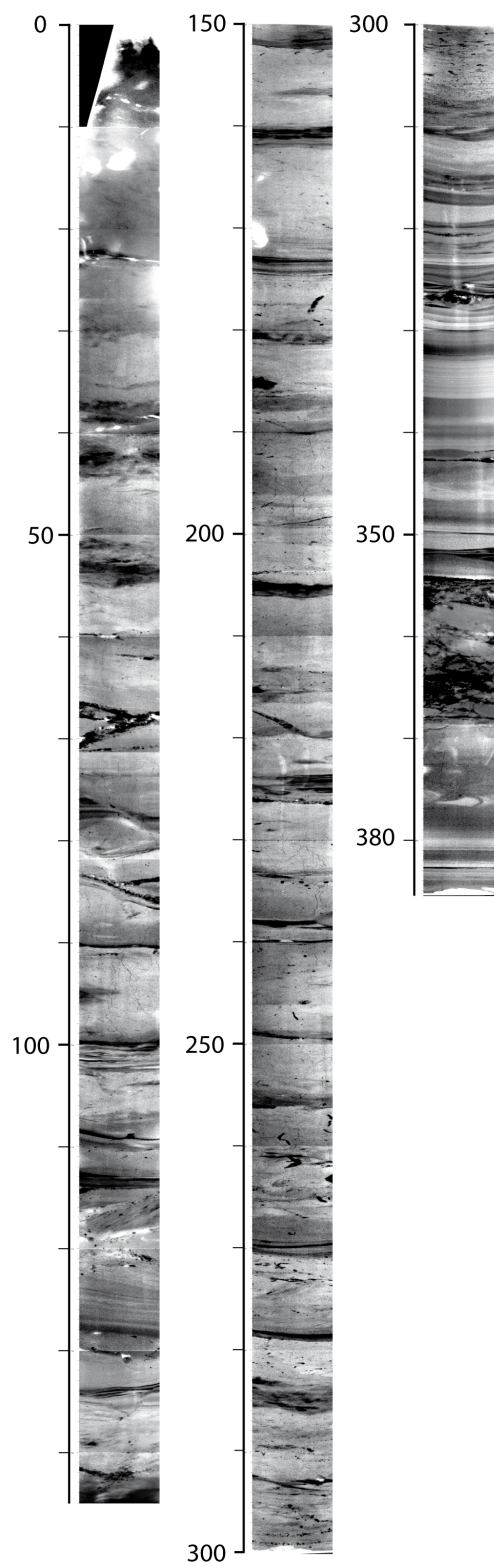
Longeur totale = 432 cm



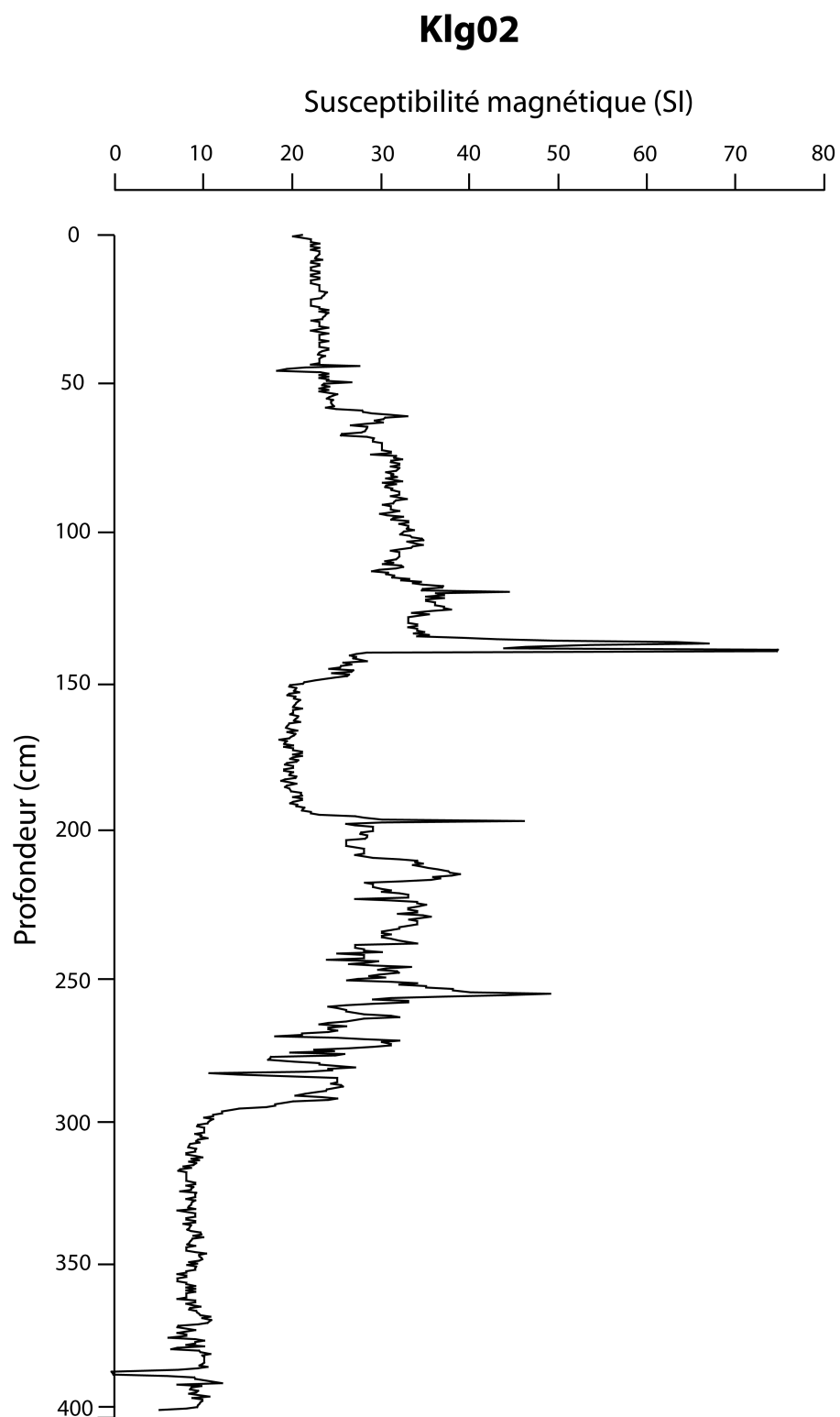
Klg08

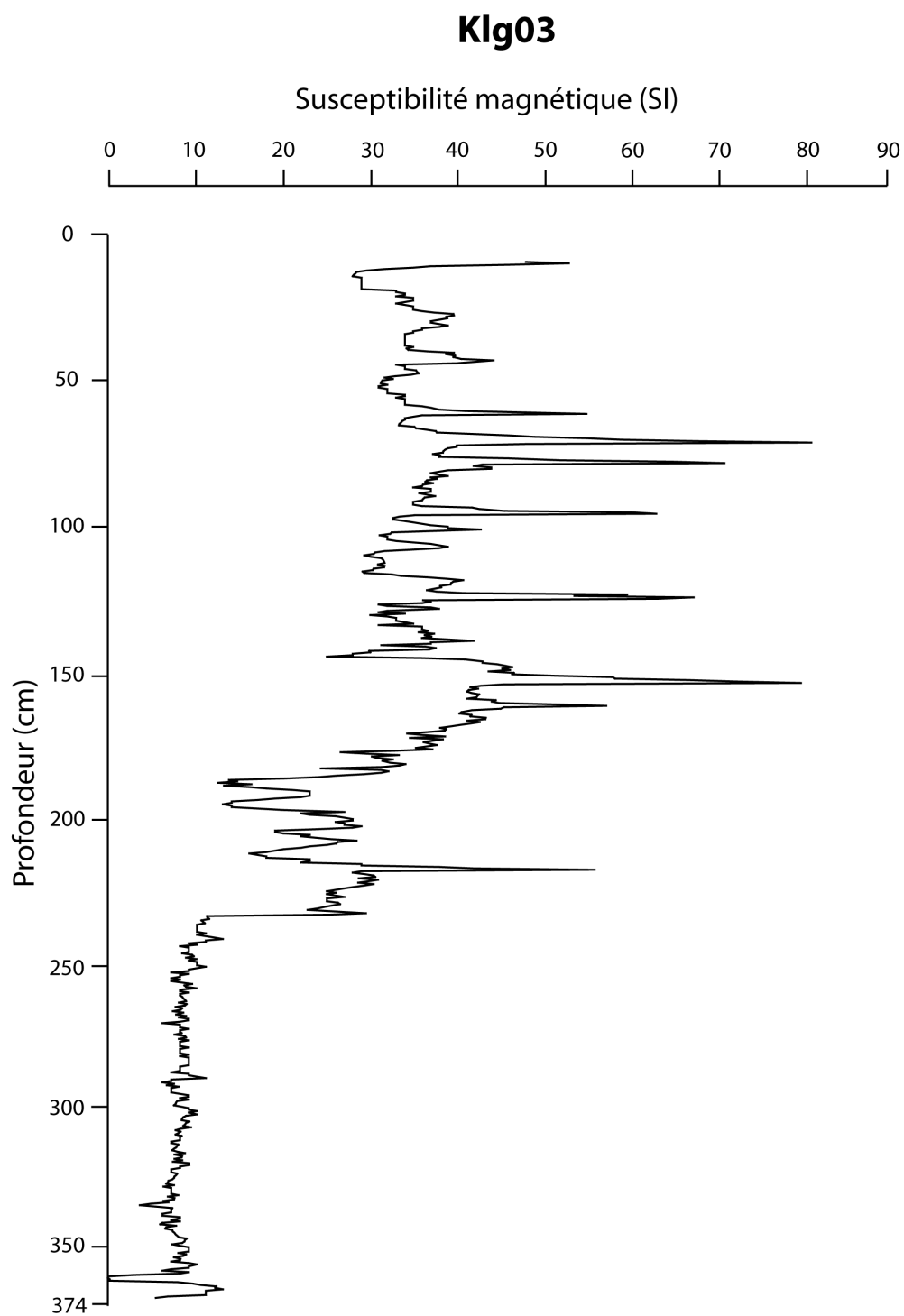
Latitude: 40°49.11 N; Longitude: 27°33.22 E

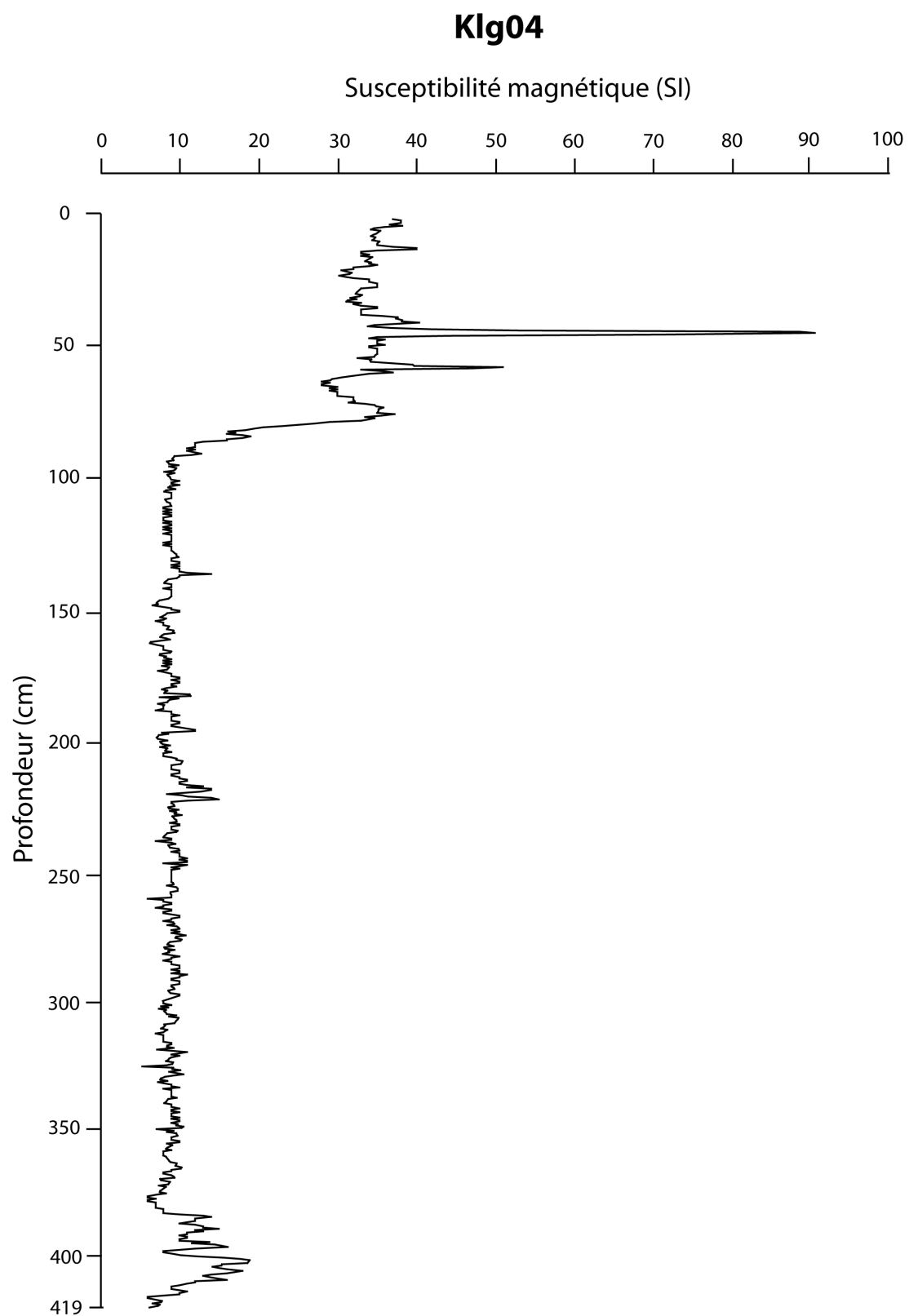
Longeur totale = 385 cm

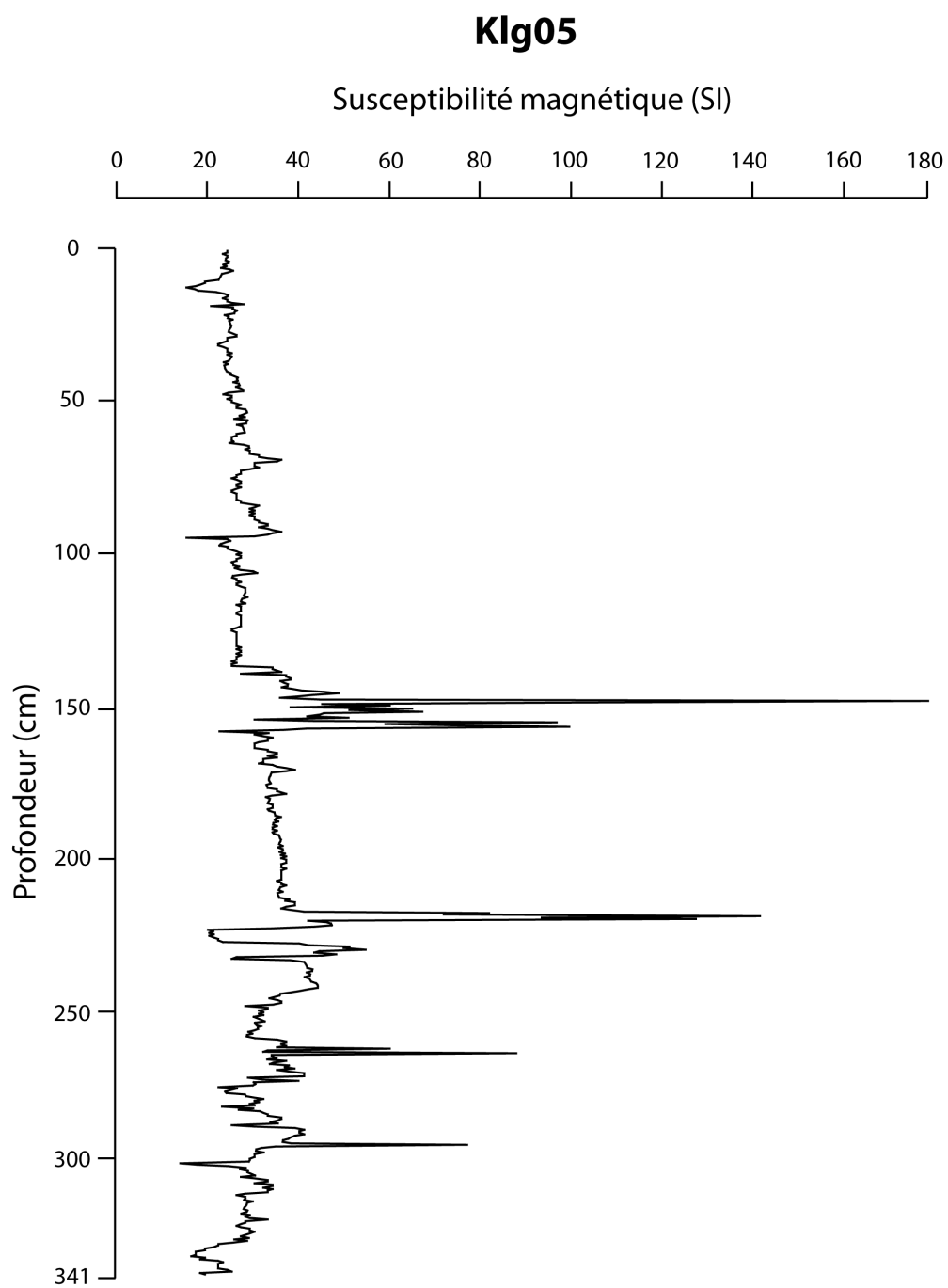


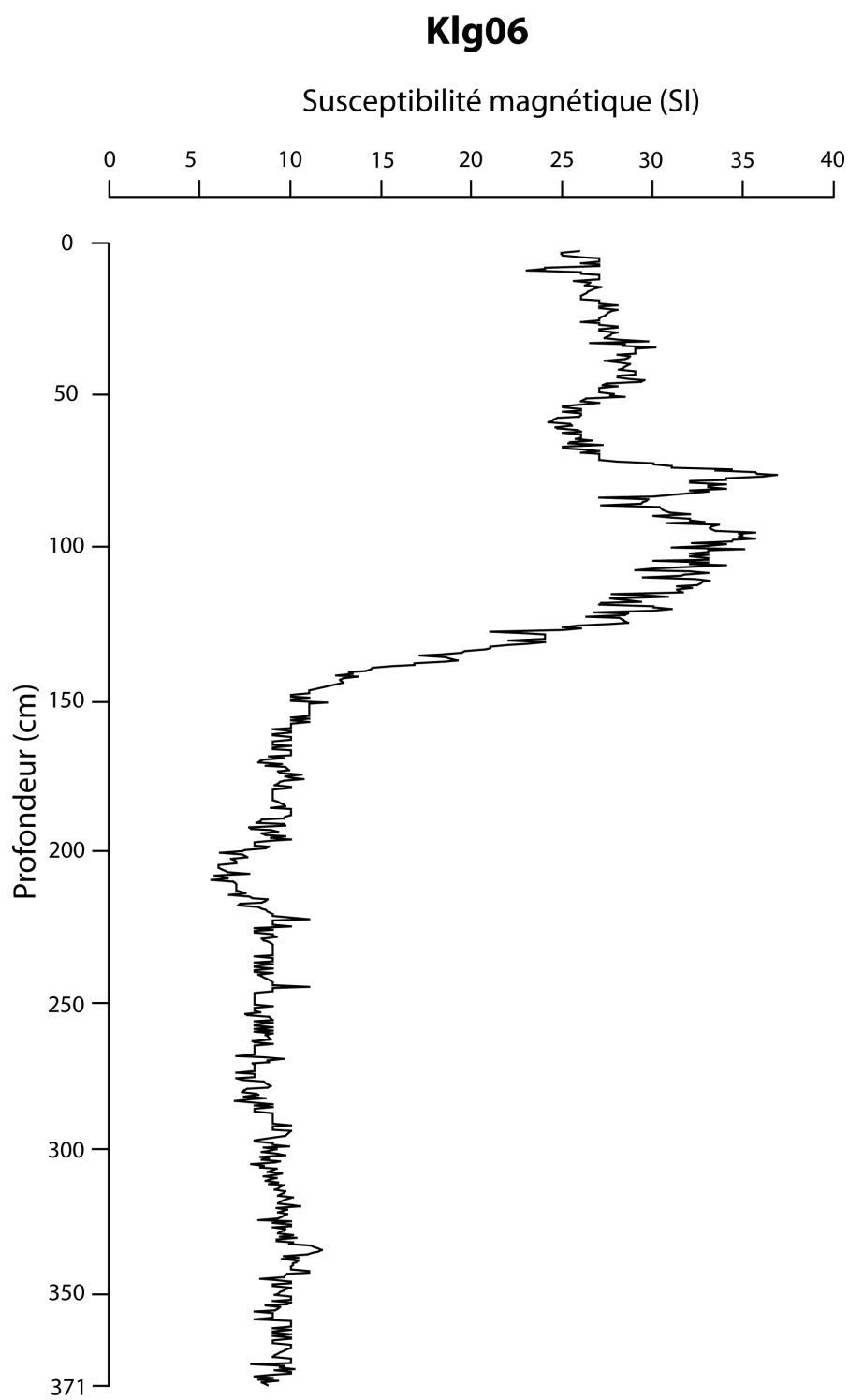
B.2 Susceptibilité magnétique

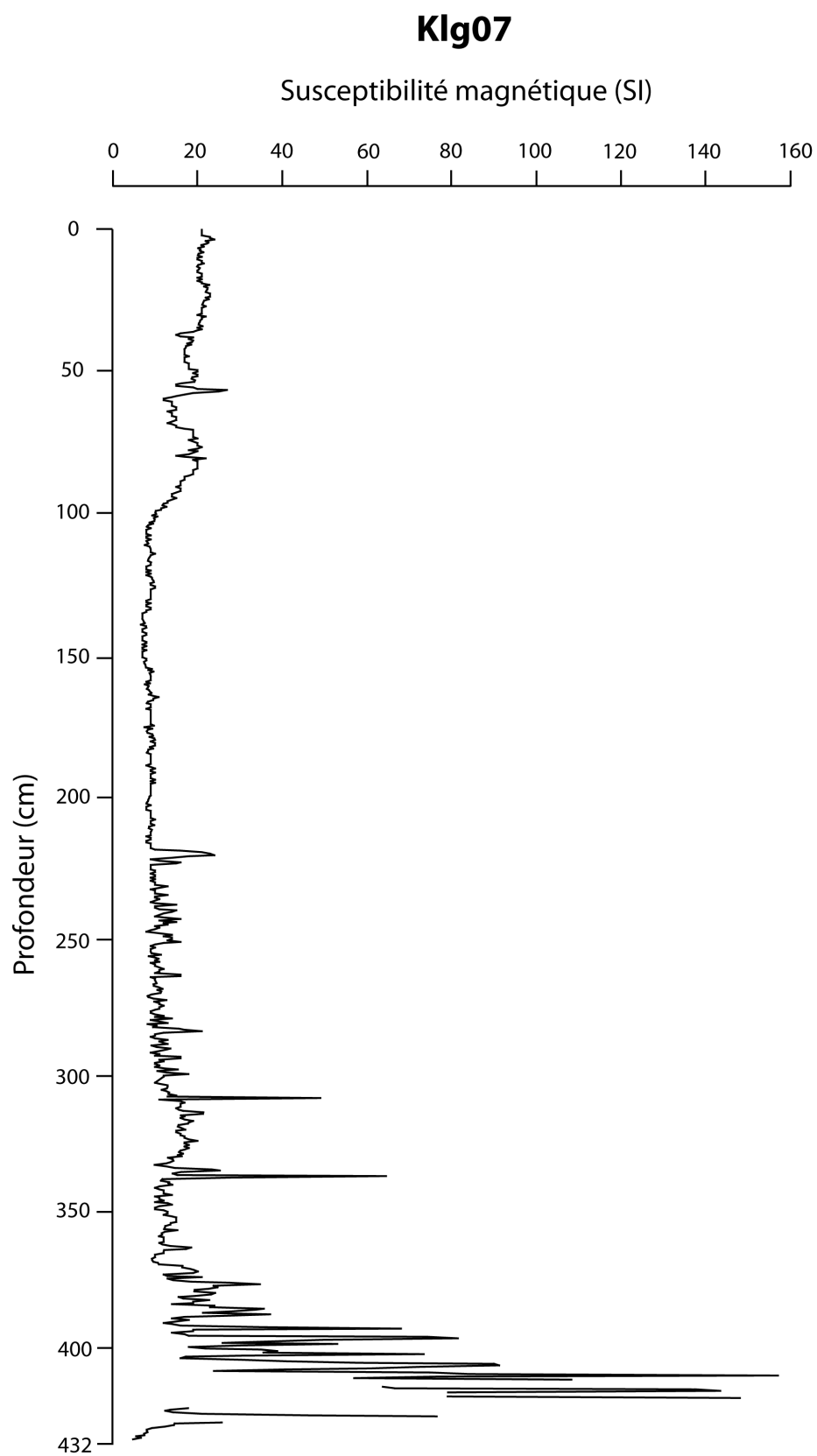


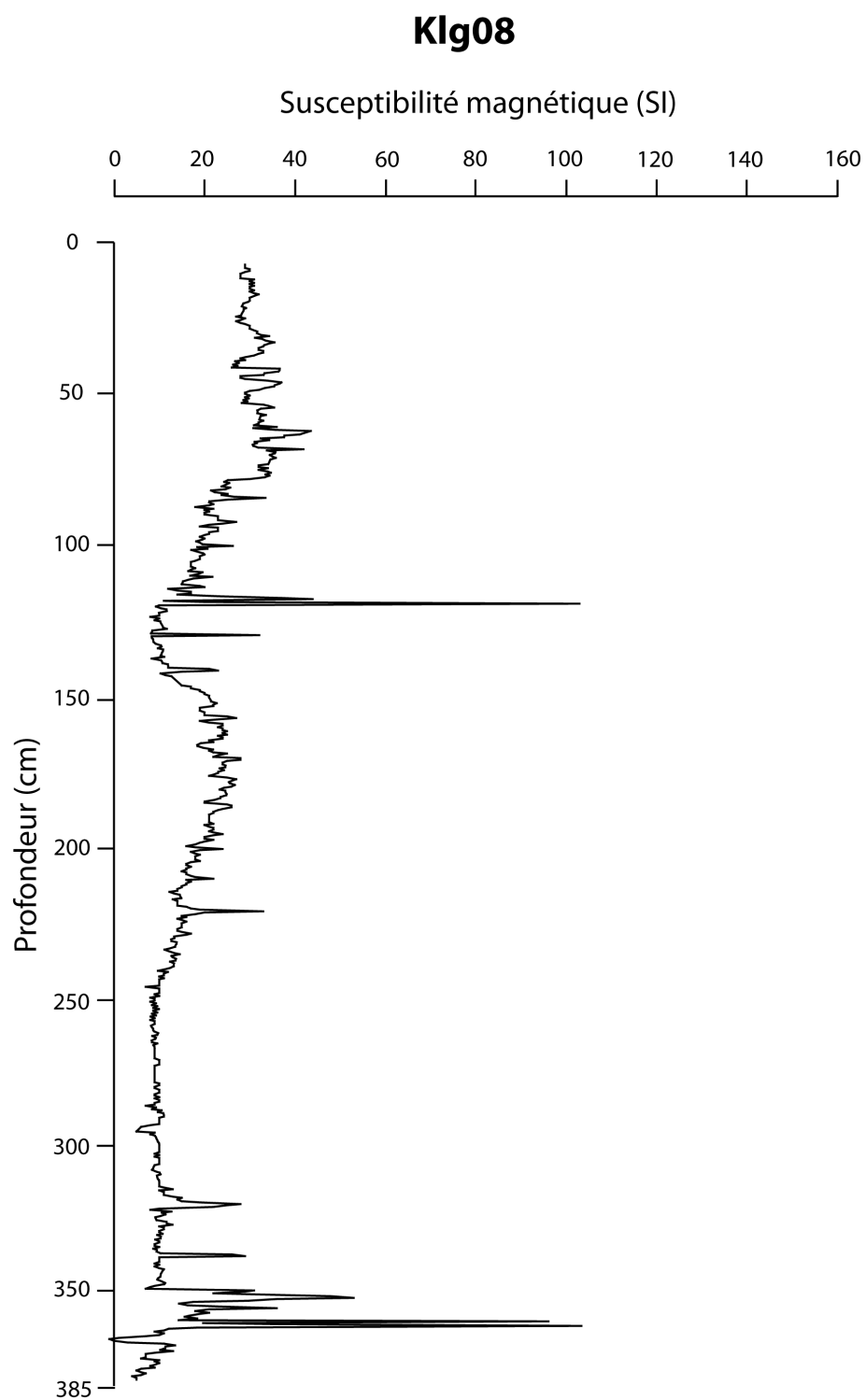












B.3 Datation Carbone 14

Sample	Type	Age (yr BP)	error (\pm yr)
<i>Klg02, 180 cm</i>	bk	4830	20
<i>Klg02, 185 cm</i>	bk	3430	20
Klg02, 352 cm	bk	5060	20
Klg03, 88 cm	bf	1885	30
Klg03, 98 cm	sh	1585	30
Klg03, 100-104 cm	bf	1515	30
Klg03, 114 cm	plc	2380	15
	bf	1630	30
Klg03, 158 cm	sh	2370	30
Klg03, 161 cm	plc	2370	60
Klg03, 203.5 cm	sh	3045	30
Klg03, 245 cm	sh	3750	30
Klg03, 351 cm	sh	3975	30
Klg03, 362 cm	plc	4000	60
Klg04, 17-20 cm	bf	1060	30
Klg04, 28 cm	sh	1140	30
Klg04, 38-42 cm	bf	1480	35
Klg04, 45.5 cm	sh	1580	30
Klg04, 59 cm	sh	1595	30
Klg04, 68.5 cm	bf	1740	35
<i>Klg04, 91 cm</i>	sh	4535	30
Klg04, 130 cm	sh	3355	30
<i>Klg04, 162 cm</i>	sh	17360	60
Klg04, 184 cm	sh	4380	30
<i>Klg04, 197 cm</i>	sh	15100	45
<i>Klg04, 214 cm</i>	sh	4910	30
Klg04, 268 cm	sh	4655	30
Klg05, 48 cm	bf	1090	15
<i>Klg05, 94 cm</i>	bk	3070	20
<i>Klg05, 102 cm</i>	bk	3110	20
Klg05, 103 cm	bf	1845	15
<i>Klg05, 146 cm</i>	bk	3870	20
Klg05, 152 cm	sh	1945	30
Klg05, 167 cm	bf	1735	30
<i>Klg05, 178 cm</i>	sh	35790	330
<i>Klg05, 217 cm</i>	bk	5180	20
<i>Klg05, 220 cm</i>	sh	13700	45
<i>Klg05, 229 cm</i>	sh	39480	490
<i>Klg05, 234 cm</i>	sh	14390	50
Klg05, 250 cm	plc	2185	20

	bf	2445	25
Klg05, 261 cm	bk	4180	20
Klg06, 278 cm	sh	33870	270
Klg06, 366 cm	plc	6880	120
Klg07, 61 cm	plc	2500	30
Klg07, 212 cm	plc	4815	45
Klg07, 255 cm	sh	7390	30
Klg07, 297 cm	sh	7875	35
Klg08, 73 cm	sh	2880	30
Klg08, 90 cm	sh	30200	180
Klg08, 117 cm	sh	28880	150
Klg08, 124 cm	sh	12850	40
Klg08, 145 cm	sh	4670	30
Klg08, 150 cm	sh	21380	80
Klg08, 220 cm	sh	30160	180
Klg08, 326 cm	sh	39820	510
Klg08, 355 cm	sh	12770	45

B.3.1 ^{210}Pb et ^{137}Cs

TAB. B.2: Données de ^{137}CS et ^{210}Pb pour les carottes étudiées.

cm	$^{210}\text{Pb}_{xs}$	^{137}Cs
Klg02		
0,5	134 ± 10	10 ± 2
1,5	111 ± 13	9 ± 2
2,5	136 ± 9	11 ± 1
4,5	114 ± 8	11 ± 1
10,5	120 ± 10	11 ± 2
15,5	125 ± 15	14 ± 3
20,5	118 ± 13	10 ± 2
25,5	125 ± 10	8 ± 1
30,5	134 ± 17	10 ± 2
35,5	177 ± 11	9 ± 1
40,5	84 ± 8	5 ± 1
45,5	20 ± 7	1 ± 1
48,5	19 ± 7	1 ± 1
Klg03		
0,5	71 ± 10	11 ± 2
2,5	95 ± 9	11 ± 2
4,5	99 ± 16	9 ± 3
6,5	86 ± 9	11 ± 2

8,5	96 ± 15	13 ± 3
10,5	88 ± 8	12 ± 1
15,5	106 ± 16	16 ± 3
20,5	121 ± 9	17 ± 2
25,5	114 ± 8	12 ± 2
30,5	57 ± 7	4 ± 1
35,5	21 ± 6	1 ± 1
40,5	3 ± 5	1 ± 1

Klg04

0,5	74 ± 9	5 ± 1
1,5	87 ± 13	7 ± 2
2,5	59 ± 7	7 ± 1
3,5	55 ± 7	4 ± 1
4,5	38 ± 8	2 ± 1
5,5	18 ± 7	0 ± 1
7,5	17 ± 7	3 ± 1
9,5	11 ± 7	2 ± 1
11,5	6 ± 5	1 ± 1
15,5	-1 ± 5	0

Klg05

0,5	161 ± 9	11 ± 1
2,5	163 ± 8	14 ± 1
4,5	136 ± 10	16 ± 1
6,5	81 ± 7	3 ± 1
8,5	44 ± 11	5 ± 1
10,5	26 ± 5	0
20,5	24 ± 6	negligeable

Klg06

4,5	50 ± 8	2 ± 1
6,5	31 ± 7	3 ± 1
8,5	13 ± 7	n.d.
10,5	11 ± 10	n.d.

Klg07

1,5	144 ± 15	6 ± 2
2,5		
3,5	132 ± 9	13 ± 2
5,5	145 ± 15	9 ± 2
7,5	81 ± 10	9 ± 2
9,5	23 ± 7	
11,5	7 ± 9	0

Klg08

0,5	56 ± 10	6 ± 2
2,5	71 ± 7	5 ± 1

B.4 Minéralogie

4,5	51 ± 10	4 ± 1
6,5	42 ± 6	4 ± 1
8,5	27 ± 4	2 ± 0
10,5	22 ± 5	1 ± 1
14,5	15 ± 5	0

B.4 Minéralogie

Klg03

sample	Muscovite	Quartz	Argile totale	K-Feldspath	Plagioclase	Hematite	Calcite	Dolomite	Kaolinite	Pyrite
Klg03 70cm	12%	12%	44%	11%	0%	2%	7%	0%	10%	1%
Klg03 88cm	16%	13%	41%	8%	3%	2%	7%	0%	8%	0%
Klg03 100 cm	14%	14%	41%	13%	2%	0%	8%	0%	6%	1%
Klg03 116cm	20%	12%	44%	7%	0%	0%	9%	1%	7%	

B.4.1 Minéralogie Klg04

sample	Muscovite	Quartz	Argile to- tale	K- Feldspath	Plagioclase	Hematite	Calcite	Dolomite	Kaolinite	Pyrite
Klg04 2cm	10%	15%	51%	3%	6%	2%	7%	1%	4%	0%
Klg04 5cm	15%	13%	48%	4%	3%	3%	7%	0%	4%	1%
Klg04 8cm	8%	15%	47%	4%	5%	4%	8%	2%	6%	0%
Klg04 11cm	12%	20%	24%	5%	22%	2%	6%	2%	5%	1%
Klg04 12cm	14%	14%	45%	4%	5%	2%	7%	1%	6%	1%
Klg04 13cm	16%	15%	38%	3%	6%	3%	11%	1%	7%	0%
Klg04 14cm	12%	20%	24%	5%	22%	2%	6%	2%	5%	1%
Klg04 15cm	15%	11%	51%	4%	4%	2%	9%	2%	3%	0%
Klg04 17cm	16%	23%	40%	3%	0%	4%	9%	1%	4%	0%
Klg04 18cm	9%	17%	46%	5%	6%	3%	8%	1%	4%	1%
Klg04 21cm	12%	17%	45%	3%	7%	3%	9%	1%	3%	1%
Klg04 24cm	7%	15%	48%	7%	6%	3%	8%	2%	3%	1%
Klg04 25cm	14%	15%	41%	6%	8%	2%	8%	1%	3%	1%
Klg04 27cm	6%	14%	51%	4%	5%	3%	11%	2%	3%	1%
Klg04 29cm	8%	15%	51%	2%	6%	3%	9%	1%	3%	1%
Klg04 31cm	9%	11%	59%	3%	3%	2%	9%	1%	3%	0%
Klg04 32cm	7%	11%	62%	2%	5%	0%	7%	1%	2%	1%

B.4 Minéralogie

Klg04 33cm	12%	13%	47%	4%	6%	4%	7%	1%	3%	2%
Klg04 34cm	8%	19%	40%	7%	10%	3%	9%	0%	4%	0%
Klg04 36cm	11%	16%	44%	3%	7%	4%	9%	1%	4%	1%
Klg04 38cm	13%	17%	47%	0%	7%	0%	11%	0%	3%	2%
Klg04 41cm	12%	13%	51%	2%	4%	5%	6%	0%	5%	1%
Klg04 42cm	14%	18%	38%	2%	10%	2%	6%	1%	7%	2%
Klg04 43cm	12%	20%	24%	5%	22%	2%	6%	2%	5%	1%
Klg04 44cm	11%	17%	48%	3%	7%	2%	9%	0%	2%	1%
Klg04 45cm	13%	15%	44%	4%	5%	2%	10%	1%	4%	2%
Klg04 48cm	17%	16%	42%	4%	0%	2%	9%	2%	7%	1%
Klg04 50cm	15%	12%	43%	4%	10%	2%	7%	1%	5%	1%
Klg04 52cm	13%	16%	38%	6%	7%	2%	12%	1%	4%	1%
Klg04 54cm	12%	16%	43%	4%	9%	3%	8%	1%	3%	1%
Klg04 55cm	13%	20%	36%	4%	7%	3%	11%	1%	4%	1%
Klg04 56cm	10%	14%	47%	4%	7%	2%	9%	1%	5%	1%
Klg04 58cm	10%	13%	47%	8%	9%	1%	8%	1%	3%	1%
Klg04 60cm	9%	12%	49%	4%	6%	4%	9%	2%	4%	2%
Klg04 61cm	13%	11%	52%	4%	4%	1%	7%	2%	4%	1%
Klg04 62cm	14%	16%	43%	4%	4%	3%	10%	1%	4%	1%
Klg04 64cm	9%	15%	47%	3%	6%	3%	11%	2%	3%	1%
Klg04 69cm	13%	14%	45%	3%	4%	3%	12%	1%	3%	1%
Klg04 71cm	15%	13%	43%	2%	5%	5%	10%	2%	5%	1%
Klg04 74cm	11%	18%	45%	0%	6%	3%	8%	2%	4%	2%
Klg04 78cm	9%	19%	43%	4%	7%	3%	9%	2%	2%	1%
Klg04 80cm	12%	18%	45%	2%	5%	3%	8%	1%	5%	2%
Klg04 82cm	11%	21%	40%	0%	10%	3%	10%	1%	3%	1%

Klg04 84cm	11%	18%	43%	0%	7%	3%	11%	1%	3%	2%
Klg04 88cm	14%	16%	42%	4%	5%	3%	8%	1%	6%	2%
Klg04 91cm	6%	18%	45%	3%	7%	4%	7%	1%	6%	2%
Klg04 92cm	18%	13%	47%	3%	4%	3%	6%	1%	3%	2%
Klg04 94cm	9%	17%	49%	3%	3%	3%	7%	2%	7%	1%
Klg04 96cm	8%	15%	52%	2%	5%	4%	6%	1%	4%	1%
Klg04 98cm	8%	14%	55%	2%	5%	4%	7%	1%	3%	1%
Klg04 101cm	16%	14%	45%	4%	5%	1%	8%	2%	3%	1%
Klg04 106cm	17%	14%	39%	5%	7%	2%	9%	1%	4%	1%
Klg04 107cm	17%	14%	47%	4%	3%	2%	8%	1%	3%	1%
Klg04 108cm	9%	12%	51%	4%	5%	4%	10%	1%	2%	1%
Klg04 112cm	14%	15%	53%	0%	6%	0%	8%	1%	3%	1%
Klg04 117cm	18%	20%	40%	0%	7%	0%	10%	0%	3%	2%
Klg04 119cm	9%	14%	49%	3%	6%	1%	9%	1%	5%	2%
Klg04 121cm	10%	23%	40%	2%	5%	2%	11%	1%	3%	1%
Klg04 122cm	9%	13%	52%	4%	4%	3%	7%	2%	3%	2%
Klg04 125cm	11%	17%	40%	5%	9%	4%	10%	2%	3%	0%
Klg04 128cm	9%	15%	47%	6%	6%	3%	9%	1%	2%	1%
Klg04 144cm	14%	16%	39%	5%	7%	0%	9%	1%	6%	2%

B.4.2 Minéralogie Klg06

Sample	Muscovite	Quartz	Argile totale	K-Feldspath	Plagioclase	Hematite	Calcite	Dolomite	Kaolinite	Pyrite
Klg06 33cm	0%	9%	59%	5%	0%	2%	7%	0%	12%	7%
Klg06 52cm	18%	10%	44%	6%	0%	2%	8%	0%	12%	0%
Klg06 74,5cm	22%	8%	44%	5%	0%	2%	9%	0%	9%	2%
Klg06 95cm	17%	10%	48%	5%	0%	2%	7%	0%	10%	1%
Klg06 127cm	14%	10%	51%	5%	0%	2%	8%	0%	9%	1%
Klg06 149cm	12%	12%	45%	14%	0%	2%	10%	2%	3%	2%
Klg06 160cm	25%	16%	34%	7%	0%	0%	10%	0%	7%	2%
Klg06 200cm	15%	8%	46%	7%	2%	0%	9%	2%	10%	2%
Klg06 250cm	6%	11%	54%	6%	3%	0%	12%	2%	5%	1%

B.4.3 Minéralogie Klg07

Sample	Muscovite	Quartz	Argile totale	K-Feldspath	Plagioclase	Hematite	Calcite	Dolomite	Kaolinite	Pyrite
Klg07 40cm	16%	10%	46%	6%	3%	2%	9%	1%	6%	1%
Klg07 57cm	13%	12%	46%	5%	4%	2%	10%	0%	7%	0%
Klg07 80cm	9%	12%	49%	11%	2%	2%	9%	0%	5%	1%
klg07 98cm	12%	12%	46%	8%	3%	0%	11%	0%	7%	2%
Klg07 140cm	18%	12%	42%	5%	4%	0%	10%	0%	8%	2%

B.5 Perte aux feu

TAB. B.6: Klg04 perte par le feu

Depth (cm)	water content (%)	MO (%)	C (%)
0	50%	12,54	4,00
1	54%	11,74	4,04
2	51%	12,03	3,98
3	49%	12,93	4,20
4	51%	11,65	3,70
6	49%	11,78	3,64
7	49%	11,31	4,05
8	48%	11,40	4,12
9	50%	12,59	3,87
10	50%	12,35	3,78
11	51%	11,52	3,91
12	50%	10,79	4,75
13	49%	11,08	4,28
14	50%	11,66	4,58
15	48%	11,35	3,97
16	49%	11,65	3,70
17	49%	11,28	4,21
18	50%	11,19	4,14
19	49%	11,24	4,22
20	49%	11,27	4,43
21	49%	10,96	4,18
22	50%	11,24	4,52
23	51%	10,60	4,45
24	50%	10,46	4,52
25	50%	11,48	4,72
26	52%	9,92	5,39
27	50%	10,51	5,38
28	50%	10,50	5,25
29	49%	10,19	5,36
30	50%	10,27	4,68
32	50%	9,89	4,82
33	50%	12,12	3,78
34	50%	8,26	5,23
35	55%	7,60	4,80
36	51%	8,98	5,06
37	51%	8,79	5,30
38	50%	8,59	5,13

B.5 Perte aux feu

39	51%	8,93	4,92
40	51%	9,29	4,94
41	51%	9,40	4,24
42	54%	7,83	4,67
43	56%	7,62	4,66
44	51%	8,09	5,07
45	50%	9,48	4,44
46	51%	8,91	4,53
47	51%	9,85	4,84
48	50%	8,89	4,76
49	52%	8,69	4,72
50	51%	8,64	4,82
51	51%	11,03	4,51
52	52%	10,97	4,94
53	52%	10,95	4,54
54	52%	10,85	4,33
55	53%	9,87	4,67
56	53%	10,80	4,17
57	53%	11,99	3,79
58	52%	11,29	4,27
59	50%	11,60	4,35
60	49%	11,16	4,37
64	50%	12,28	3,63
70	50%	11,48	4,17
71	52%	11,24	3,69
74	51%	10,92	4,07
80	52%	10,16	4,12
82	54%	9,60	3,99
85	53%	10,18	4,15
88	57%	9,57	5,24
91	52%	9,85	4,12
95	53%	9,79	4,36
96	53%	9,35	3,98
100	53%	9,56	4,44
101	53%	9,28	4,21
103	51%	10,82	4,40
105	55%	9,51	4,75
106	51%	10,50	4,36
108	52%	10,46	4,71
110	53%	10,70	4,57
112	54%	10,31	4,52

B.5 Perte aux feu

115	52%	10,80	4,50
117	53%	10,59	4,51
120	54%	9,85	4,51
121	55%	10,43	4,47
123	55%	10,09	4,27
125	56%	8,81	4,61
126	54%	10,05	4,75
128	56%	9,30	4,67
130	55%	9,55	4,52
131	54%	10,10	4,66
135	56%	9,38	4,14
138	51%	10,61	4,30
140	53%	10,59	4,68

Depth (cm)	water content	MO%	C%
20	48%	13,76	4,78
50	47%	13,51	4,53
80	52%	13,21	4,83
110	54%	12,34	4,11
145	50%	12,71	4,24
180	55%	12,23	4,55
210	58%	11,86	4,61
230	55%	11,64	4,53
240	55%	11,54	4,50
250	56%	11,74	4,25
255	56%	12,28	4,05
260	56%	12,20	3,87
265	55%	12,35	3,77
270	55%	12,16	3,88
280	57%	13,04	4,30
310	57%	13,01	4,16
315	55%	12,37	4,05
325	54%	12,27	4,49
330	53%	12,99	4,35
340	53%	13,00	4,08
355	54%	12,82	4,44
370	54%	12,35	4,57
380	54%	12,72	4,14

TAB. B.4 – Perte par le feu de KlG02

Depth (cm)	water content	MO%	C%
20	56%	11,14	3,89
50	55%	10,05	4,21
85	56%	10,45	4,06
102	57%	9,54	4,28
120	58%	9,01	4,10
150	59%	9,34	4,72
162	68%	9,65	4,18
170	65%	9,71	4,19
182	65%	9,96	3,72
185	64%	8,88	4,64
190	65%	8,43	4,56
195	65%	8,68	4,43
200	60%	9,93	4,27
204	69%	7,45	3,82
215	62%	10,28	4,08
230	61%	9,56	4,44
245	63%	9,15	4,46
270	60%	11,22	4,42

TAB. B.5 – Perte feu KlG03

Depth (cm)	water content	MO%	C%
30	63%	11,97	3,12
50	59%	11,62	3,68
55	60%	12,27	3,10
60	60%	11,67	3,88
65	59%	11,66	3,95
70	63%	11,48	3,34
75	63%	10,92	3,92
80	63%	10,16	5,28
90	65%	11,27	4,04
100	66%	10,88	4,26
130	63%	11,11	4,10
180	63%	10,02	5,16
200	63%	9,74	5,08
270	67%	10,30	4,79
285	65%	10,73	4,69
300	69%	11,36	4,17

TAB. B.7 – Klg05 perte par le feu

Depth (cm)	water content (%)	MO (%)	C (%)
40	48,22 %	10,74	4,48
70	48,06 %	10,85	4,31
99	45,13 %	9,94	4,24
130	44,98 %	9,92	4,49
160	47,72 %	10,79	4,44
190	47,09 %	10,63	4,36
210	52,31 %	11,17	4,36
220	49,14 %	10,45	4,32
230	44,67 %	10,15	4,46
235	45,38 %	10,00	4,41
240	45,64 %	9,67	4,95
245	44,34 %	9,32	5,10
250	45,22 %	10,18	4,65
255	44,96 %	10,03	4,91
260	45,84 %	9,89	4,67
265	45,50 %	9,25	4,36
270	45,48 %	9,52	4,98
275	45,09 %	9,97	4,85
280	45,50 %	9,38	5,48
285	44,59 %	10,36	4,13
290	44,35 %	9,58	5,29
300	39,81 %	9,19	5,30
330	46,25 %	9,44	4,70

TAB. B.8 – Klg06 perte par le feu

Depth (cm)	water content	MO (%)	C (%)
25	50%	13,52	3,63
50	51%	12,89	3,77
80	51%	12,33	3,94
110	50%	13,55	3,77
130	50%	13,15	3,83
140	48%	12,87	4,21
150	49%	13,61	3,60
160	54%	13,58	3,59
165	54%	12,76	3,57
170	54%	12,72	3,68
175	54%	12,79	3,38
180	53%	12,58	3,62
185	54%	12,52	3,65
190	54%	12,79	3,71
195	54%	12,96	3,65
200	54%	13,72	3,54
205	54%	13,05	3,94
210	54%	12,55	3,52
215	54%	12,41	4,23
220	57%	10,97	4,11
230	55%	12,15	3,75
250	58%	11,80	3,64
280	57%	11,79	3,55

TAB. B.9 – Kl07 perte par le feu

B.6 Mesures de TOC et rapport C/N

Klg03			
Profondeur (cm)	%N DW	%C DW	C/N (W/W)
54,5	0,17468446	1,234586	7,06752029
82	0,12903385	0,98961818	7,66944637
102	0,14997098	1,14643812	7,64439983
118	0,14700709	1,1179105	7,60446644
138	0,13685241	0,96556163	7,0554958
153	0,12939443	0,87112737	6,7323407
163	0,12711971	0,89400995	7,03281956
173	0,12506126	0,88079041	7,0428718
186	0,10895007	0,76732063	7,04286492
195	0,13290647	0,94378418	7,10111555
204	0,12792663	0,90840262	7,10096562
212	0,11187144	0,81369424	7,27347629
229	0,12139132	0,86564279	7,13101064
247	0,12901017	0,97997987	7,5961443
252	0,14218602	1,07261777	7,54376415
268	0,19916809	1,64756489	8,27223337
282	0,19840872	1,71390367	8,63824756
294	0,17355931	1,35842085	7,82683951
300	0,16505638	1,33062708	8,06165204
313	0,16847827	1,44391668	8,57034393
335	0,18659969	1,61426723	8,65096431
350	0,1895061	1,53819883	8,11688299
374	0,08633181	0,49930367	5,78354192

TAB. B.10 – Mesures de TOC, de pourcentage de N et du rapport C/N pour la carotte Klg03

B.6 Mesures de TOC et rapport C/N

Klg04			
Profondeur (cm)	%N DW	%C DW	C/N (W/W)
18	0,12713309	0,98282439	7,73067353
28	0,12571645	0,90534073	7,20145014
36	0,11564159	0,83454794	7,21667665
48	0,12289813	0,88534236	7,2038716
55	0,11709685	0,83424348	7,12438879
64	0,16262734	1,13090193	6,95394721
74	0,12775333	0,87304735	6,8338519
78	0,11591548	0,82222599	7,09332358
82	0,10596015	0,80041051	7,55388215
84	0,11379253	0,75709403	6,65328399
94	0,10859632	0,72294778	6,65720297
102	0,10856728	0,72418886	6,67041531
114	0,10902616	0,7213518	6,61631875
130	0,12079156	0,79093558	6,54793732
145	0,14313781	1,00251162	7,00382102
158	0,19257385	1,67538512	8,6999619
170	0,15409175	1,2598474	8,17595646
188	0,14928354	1,11372924	7,46049574
206	0,1531262	1,1286273	7,37056974
250	0,14342399	1,15868068	8,07870902
263	0,14718705	1,21027958	8,22273121
274	0,15731309	1,29937029	8,25977202
295	0,20029134	1,55310941	7,75425159
306	0,17046233	1,35414624	7,94396205
325	0,19094257	1,48786426	7,79220816
338	0,18098189	1,37700236	7,60850913
355	0,17489426	1,42333674	8,13827028
368	0,25730816	2,48849511	9,67126405
380	0,24907209	2,51509833	10,097873
400	0,24455178	2,55352998	10,4416742
419	0,24214961	2,33887911	9,65881854

TAB. B.11 – Mesures de TOC, de pourcentage de N et du rapport C/N pour la carotte Klg04

Klg06			
Profondeur (cm)	%N DW	%C DW	C/N (W/W)
32	0,10534286	0,93355781	8,86208928
46	0,11677226	0,87945497	7,53136865
65	0,1149922	0,8184793	7,11769398
79	0,11865221	0,70521408	5,9435394
92	0,11395832	0,769705	6,75426759
105	0,09785339	0,63816541	6,52164834
111	0,10538018	0,74256063	7,04649195
128,5	0,11323295	0,78829813	6,96173812
146	0,13315579	1,00974989	7,58322163
163	0,13818741	1,06834245	7,73111284
182	0,10470956	0,81931955	7,82468726
196	0,1197935	0,8283869	6,91512371
210	0,1450502	1,10409713	7,6118278
232	0,13726276	1,06886971	7,78703341
250	0,11402141	0,98757517	8,66131323
269	0,13765691	0,97434026	7,07803367
286	0,13366719	1,05599916	7,9002124
302	0,14775889	1,31016958	8,8669427
320	0,1395096	1,1292814	8,09464993
340	0,13109204	1,15568471	8,81582661
355	0,14751644	1,28647602	8,72089903
370	0,17162219	1,55536854	9,06274748
385	0,20051433	1,99261332	9,93751071

TAB. B.12 – Mesures de TOC, de pourcentage de N et du rapport C/N pour la carotte Klg06

B.7 Susceptibilité magnétique en chauffe

Carotte	Profondeur
Klg03	114,4
	156
	225
	325
Klg04	30
	42
	78
	80
	90
	110
	194
	207
	233
	317
	341
	393
Klg07	30
	55
	70
	90
	106
	180
	240
	280
	330
	370
	425

TAB. B.13 – Position des échantillons pour les mesures de susceptibilité magnétique en chauffe.
Les échantillons en italique ont été mesurés sous oxygène.

Annexe C

Tables des données de l'étude de la rivière Kızılırmak

C.1 Cartes géologiques

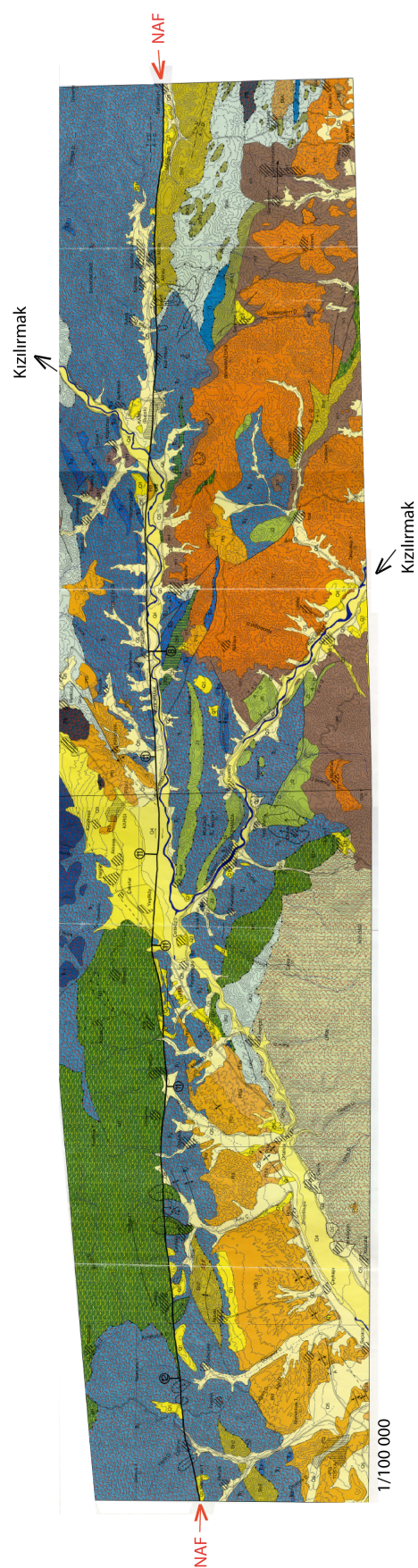


FIG. C.1 – Carte géologique globale de la zone étudiée au 1/100 000e (Aydal and Coşkun, x).

C.2 Données SARM

TAB. C.1: Données de composition en éléments

Sample	H2O [%]	Al2O3 [%]	CaO [%]	Fe2O3 [%]	K2O [%]	MgO [%]	MnO [%]	Na2O [%]	P2O5 [%]	SiO2 [%]	TiO2 [%]	Th [ppm]	U [ppm]
Terrasse 1													
t01-2	0.53	0.56	52.30	0.25	0.09	0.41	0.01	0.10	0	3.45	0.03	0.244	0.455
t01-3	0.22	0.04	55.37	0.04	0.01	0.25	0.01	0	0	0	0	0.044	0.086
t01-4	0.1	0.03	53.81	0.18	0.01	1.80	0.02	0	0	0	0	0.055	0.578
t01-5	0.2	0	55.47	0	0.01	0.41	0.01	0	0	0	0	0.039	0.208
t01-6	1.02	3.84	27.23	1.64	0.15	1.27	1.27	1.43	0	42.94	0.19	0.307	0.735
Terrasse 2													
t02-1	0.25	0.09	54.93	0.13	0.02	0.44	0.01	0	0	0	0.01	0.076	0.148
t02-2	1.93	5.09	37.00	4.24	0.01	2.46	0.33	1.29	0.09	18.65	0.30	0.079	0.082
t02-3	0.25	0.09	48.28	0.16	0.01	0.22	0.06	0	0	12.52	0	0.026	0.06
t02-4	0.46	0.30	53.76	0.18	0.04	0.54	0.01	0	0	0.76	0.02	0.223	0.203
t02-6	0.39	0.66	47.34	0.45	0.10	0.43	0.20	0.07	0	12.92	0.03	0.509	0.406
t02-7	0.18	0.06	53.22	0.09	0.01	0.57	0.01	0	0	2.49	0	0.035	0.644
t02-8	0.23	0.03	54.05	0.03	0.01	0.54	0.01	0	0	2.54	0	0.051	0.206
t02-9	0.15	0.15	51.91	0.15	0.03	0.22	0.06	0	0	4.47	0.01	0.29	0.245
t02-10	0.92	11.99	13.03	2.60	0.13	0.81	0.04	5.48	0	55.65	0.15	0.129	0.151
t02-11	0.34	0.58	11.64	0.34	0.03	0.13	0.52	0.20	0	75.97	0.01	0.157	0.077
t02-12	0.76	2.19	29.71	1.46	0.37	0.91	0.12	0.38	0	41.54	0.17	0.232	0.051
t02-14	0.18	0.12	55.51	0.09	0.02	0.52	0.01	0	0	0	0.02	0.098	0.084
Terrasse 3													
1	0.21	0.04	50	0.12	0.01	0.35	0.02	0	0	8.47	0	0.035	0.045
2	0.27	0.10	48.80	0.21	0.02	1.20	0.01	0	0	10.10	0	0.048	0.357
3	0.11	0	54.37	0.03	0.01	0.60	0	0	0	1.17	0	0	0.047

C.2 Données SARM

4	0.38	0.02	52.95	0.11	0.01	0.84	0.01	0	0	2.06	0	0.034	0.197
5	0.1	0	54.82	0.08	0.01	0.32	0.01	0	0	0	0	0.05	0.079
6	0.18	0	53.79	0.05	0.01	0.01	0.01	0	0	0	0	0	0.067
7	0.19	0	54.20	0.04	0.01	1.32	0.01	0	0	0	0	0.079	0.159
8	0.15	0	54.68	0.15	0.01	0.33	0.02	0	0	0	0	0.047	0.08
9	0.21	0	51.23	0.08	0.01	0.66	0.01	0	0	5.36	0	0.03	0.058
10	0.23	0.03	55.35	0.05	0.03	0.44	0.01	0	0	0	0	0.061	0.071
11	0.13	0	55.80	0.03	0.01	0.46	0	0	0	0	0	0.031	0.044
12	0.18	0.05	54.52	0.06	0.01	0.40	0.01	0	0	1.39	0	0.053	0.054
t03-1	0.18	0.12	49.66	0.09	0.04	0.36	0.01	0	0	9.56	0.01	0.096	0.84
t03-2	1.13	2.27	44.92	1.94	0.05	1.85	0.09	0.48	0.06	10.59	0.38	0.537	0.309
t03-4	0.38	0.43	30.20	0.28	0.06	0.69	0.04	0	0	43.85	0.01	0.32	0.359
t03-6	0.23	0.09	52.25	0.16	0.03	2.61	0.02	0	0	0.60	0.01	0.085	0.215